地質学雑誌 第62巻 第732号 昭和27年6月10日第三種郵便物認可 昭和 31 年9月25日発行(毎月1回25日発行)

地質學雜誌

第62巻 第732号

1956年9月

原著論文 頁

日高帯猿留川地域における花崗岩質ミグマタイトについて……外崎与之 (449)

日高帯南端部の変成岩類について 第2部 岩質と化学組成について

…… 舟橋三男·橋本誠二·浅井宏·猪木幸男·外崎与之·木崎甲子郎·広田正一·春日井昭 (464)

分級機構について ——堆積機構の基礎的研究 (その7)——……木村春彦 (472)

菊石化石にもとづいた日本下部ジユラ系の対比……佐藤正 (490)

Petrogenetic Significance of the K_2O/Na_2O Ratios of Volanic Rocks of the Fuji and Nasu Volcanic Zones in Japan ……Masao YAMASAKI (504)

鳥巣層群の層序および鳥巣石灰岩に関する研究……木村敏雄 (515)

抄録

H. M. E. SCHÜRMANN: Beiträge zur Glaukophanfrage …… (527)

井尻正二: 古生物学…… (527)

ニュース …… (528)

日本地質学会

(東京大学理学部地質学教室内)

昭和 31 年度日本地質学会役員名

会　　長　立岩　巖
評議員会議長　早坂一郎
評議員

浅野　清	浅野五郎	井尻正二	池辺展生
石川俊夫	市川浩一郎	遠藤隆次	大森昌衛
加納　博	木下亀城	久野　久	小田　博
小林国夫	小林貞一	小林英夫	牛来正夫
鹿間時夫	柴田秀賢	須藤俊男	鈴木好一
鈴木　醇	田代修一	高井冬二	竹原平一
立岩　巖	坪井誠太郎	新野　弘	半沢正四郎
藤岡一男	藤本治義	槇山次郎	松下　進
松本達郎	湊　正雄	森本良平	八木健三
山下　昇	渡辺武男	渡辺万次郎	

執行委員
遠藤隆次(委員長)・浅野　五郎・須藤　俊男・鈴木　好一・高井　冬二・新野　弘・渡辺　武男
常置委員
庶務　(渡辺　武男)・桑野　幸夫・成瀬　洋・山崎　正男・渡辺　岩井
会計　(浅野　五郎)・大町　四郎・関　武夫・虎岩　達夫・西沢章三郎
会員　(鈴木　好一)・井上　正昭・河田　茂麿・喜多川庸二・堤　正俊
編集　(高井　冬二)・岩生　周一・牛来　正夫・奈須　紀幸・森川　六郎
行事　(須藤　俊男・新野　弘)渡部　景隆・菅野　三郎・黒田　吉益・佐々木　昭

会員名簿作製

学会で新しい会員名簿を作ります (1956 年 11 月発行予定). 下記の点につき既刊の名簿と現在とが相違している方は, 8 月 31 日までに御連絡下さるよう, すでに本欄でお知らせいたしました.

(なお変更の御通知は上記の期日を過ぎても, 校正の間に合う限りは訂正をいたしますから, 一応は至急御知らせ下さるようお願いいたします.)

氏名・学位・最終学歴及び卒業年次・専門・所属部会・勤務先・住所(電話)

1956 年 8 月

会員委員会

原 著 論 文

日高帯猿留(サルル)川地域における花崗岩質ミグマタイトについて*

外 崎 与 之**

(1955年7月1日受理)

On Granitic Migmatites at Saruru River District in Southern Hidaka Metamorphic Zone, Hokkaidô

Yono Sotozaki

(Abstract)

In the Hidaka Mountains of the Central zone of Hokkaidô, granitic rocks are widely distributed associated with the various metamorphic rocks. This metamorphic zone has been interpreted to be the product of the orogenic movement of Cretaceous age. The granitic rocks which occupy the central part of the Mountains have been explained to be the migmatites derived from sedimentary rocks (M. Funahashi and S. Hashimoto, 1951, etc.).

The Saruru River district which is located in the southeastern part of the Mountains is distinguished from other areas of the Hidaka metamorphic zone by the predominance of the migmatites and metamorphic rocks. The following six zones are distinguished from east to west across the metamorphic zone: viz., 1. hornfels zone, 2. schistose hornfels zone, 3. banded gneiss zone, 4. cordierite migmatite zone, 5. gneissose migmatite zone, 6. granitic migmatite zone. Their long axes run parallel with the general trend of the metamorphic zone, namely from NW to SE.

According to the studies of the writer and his co-workers, the so-called granitic migmatites of this district are divided into the following two types, namely, cordierite migmatite and granitic migmatite. There is an appreciable difference in the modes of occurrence between the cordierite migmatite and granitic migmatite. The purpose of the present paper are the descriptions based chiefly upon field observation on two types of the migmatites, and their mutual relations mainly from the microscopical characters and plagioclase twinning (after Gorai's method).

まえがき
1. 地質の概要
2. 菫青石ミグマタイトの性質
3. 花崗岩質ミグマタイトの性質
4. ミグマタイトにともなわれる包有岩類
5. ミグマタイトの斜長石双晶
6. 岩帯相互関係とその考察
むすび

* 本篇を亡き河田喜代助博士にささげる.

** 北海道学芸大学函館分校地学教室

ま え が き

日高山脈の中軸帯には，変成岩帯にともなわれて，いろいろな花崗岩質岩石が分布することは，ふるくからしられている[36]。これらは，花崗岩質あるいはトーナライト質の岩石であり，既存の岩石が物質の添加のもとに，再結晶をかさねて形成した“ミグマタイト”であることが，舟橋三男・橋本誠二[3)6)7)9)]によつて，すでに報告されている。そして，この岩石は，造山運動の1つのあらわれであるというたちばから，げんざい，日高研究グループによつて仕事がすすめられている。

わたくしは，この研究グループにぞくし，日高帯南端猿留(サルル)川流域のミグマタイトをしらべてきたが，この地域は，日高山脈のうちでも，変成帯の幅がもつともひろく，したがつて，ある点では，他地域とちがつた地質環境をもつことがあきらかになつてきた[8)10)25)]。本文でのべることもその1つであり，これまで花崗岩質ミグマタイト[7)]と一括されてきた岩帯は，さらに，菫青石ミグマタイトおよび花崗岩質ミグマタイトとに区分することができたので，ここに，その概要をのべることにした。

本研究をすすめるにあたり，終始，御指導をたまわつた，北海道大学鈴木醇教授・舟橋三男助教授・橋本誠二助教授・小林英夫助教授，東京教育大学牛来正夫助教授・渡辺岩井氏，ならびに，日高研究グループの各位にたいし，ここに，つつしんで感謝の意を表する。また，御便宜をあたえてくださつた，北海道地下資源調査所斎藤昌之氏・土居繁雄氏，北海道大学杉山清蔵氏，北海道学芸大学押手敬氏，日高国幌泉村井上継夫氏の諸氏にあつくお礼を申しあげる。なお，研究費には，文部省科学研究費，北海道地下資源調査所，函館市相馬報恩会の御援助をうけた。ここに記し，各当局に謝意をあらわすしだいである。

1. 地 質 の 概 要

日高帯の南端部は，変成岩帯やミグマタイト帯がいちじるしくふくらむ地域で，造山帯深部現象のかんさつには，好適なフィールドである。これらの変成帯を，およそ東西方向にながれる猿留(サルル)川流域* では，東がわから，ホルンフェルス (3～5 km)・片状ホルンフェルス (1～2 km)・縞状片麻岩 (300～500 m，ときに 2 km)・菫青石ミグマタイト・片麻岩質ミグマタイト(0.5～1 km)・花崗岩質ミグマタイト (1～2 km) の順でおび状に露出する。猿留川源流のさらに西方には，ふたたび菫青石ミグマタイトがひろく分布している (第1図参照)。片理の走向は，各岩帯とも一般に N 40°～50° W であり，NE に 40°～60° の傾斜をしめす。なお，これらの岩帯には，輝緑岩岩脈[34)] (巾 1～2 m，ときに 10 m 前後) が，NNW—SSE にちかい延長方位を有し，局部的には，密集するかたちで貫入している。変成岩類について，その産状をかんたんにのべる。

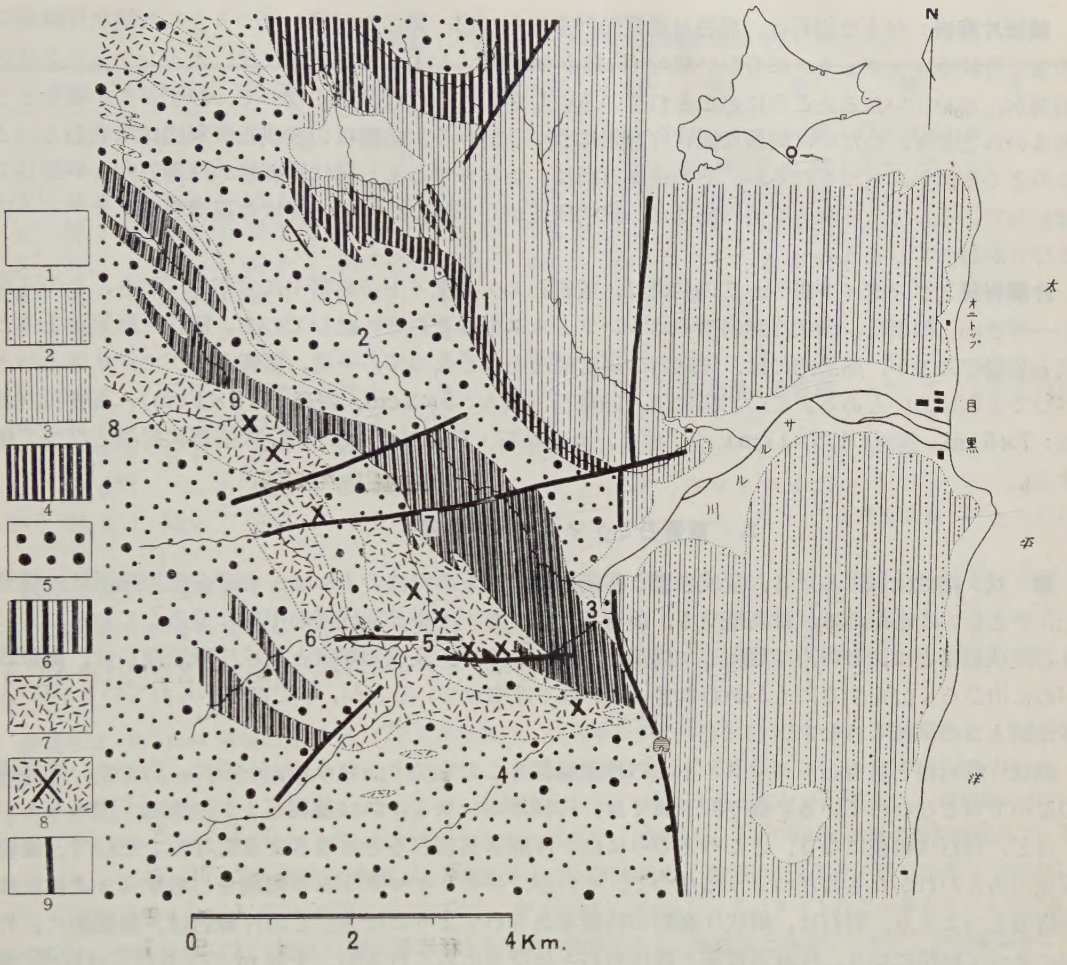
ホルンフェルス帯: この岩帯は，おもに，無片理塊状なホルンフェルスからなりたつている。ホルンフェルスは低変成のために，原岩のもつ諸特徴がよくたもたれ**，堆積の葉理もあきらかにみることができる。ある層準には，変成石灰質団球[31)]が多量にふくまれている。これらを基準にした地質構造は，N 40°～50° W の走向，50°～60° NE 傾斜の単斜構造をしめすが，ときに，走向は NE 方向をしめすことがある。その他，目黒北方よりオニトップまでの海岸ぞいでは，約 800 m にわたつて，ゆるい傾斜の褶曲構造がかんさつされる。

片状ホルンフェルス帯: おもな岩石は，黒雲母の微片がみられる片理のつよいホルンフェルスであ

---

* 5万分の地形図では，猿留(サルル)・幌泉(ホロイズミ)地域にぞくし，北は楽古(ラッコ)岳の一部をふくむ．

** 砂岩源ホルンフェルスは，灰白色ないしはうすい褐色をおび，岩質は，ひかくてきに粗粒になつているが，粘板岩源のものは，細粒・黒色なことが多い．



第 1 図　猿留川地域の地質図

1. 沖積層，2. ホルンフェルス，3. 片状ホルンフェルス，4. 縞状片麻岩，5. 菫青石ミグマタイト，6. 片麻岩質ミグマタイト，7. 花崗岩質ミグマタイト，8. 斑糲岩質包有岩の産地，9. 断層
1. 登リ沢，2. タンネナイ沢，3. 豊似橋，4. 豊似川，5. 記念橋，6. 記念沢，7. イワオ橋，8. 幌満ごえ沢，9. カンノン橋

る。この岩帯は，ホルンフェルス帯や縞状片麻岩帯とのあいだでは，はっきりしたさかいがなく，岩質はうつりかわつている。この漸移帯は，縞状片麻岩帯のそとがわから，約 1.5 km ふきんにはじまる。ここでは，ホルンフェルスは局所的に破砕され，また，優白質細脈につらぬかれている。このようなところには，しばしば，緑泥石化作用，珪化作用がみとめられる。これは，一種の破砕帯であるが，このうちがわには，よわい片理や黒雲母の斑状変晶が，ホルンフェルスの走向といくらか斜交してみられはじめる。さらに，縞状片麻岩帯のちかくでは片理がつよくなり，ときには，巾 20 m ほどに片麻岩質岩石をともなうようになる。そして，片状ホルンフェルスは結晶片岩ともいえる岩石になつていて，ところによつては，優白質細脈のプティグマティック褶曲がみられる。このような状態をへて，片状ホルンフェルスは縞状片麻岩にうつりかわる*。

* 移過するときに，片状ホルンフェルスと縞状片麻岩との片理の走向は，一致するときと，斜交するばあいとがある．

縞状片麻岩：おもな岩石は，黒色な炭質光沢をもち，白・黒の並行縞がはつきりした縞状片麻岩である。片状ホルンフェルスにちかい部分（巾数十mのはんい）の片麻岩帯には，ホルンフェルス状の岩塊が，なお，いたるところにのこされている。しかし，それらは少くなつて，わずかに小塊をとどめるのみとなり，しだいに均質な縞状片麻岩にうつりかわる。紡錘状の変成石灰質団球源岩石も，ところどころにかんさつされるが，その長軸方向は，かならずしも，縞状片麻岩の片理方向と一致してはいない。そして，片麻岩帯の内部ほど，縞状構造がうすれ，ついに，塊状な菫青石ミグマタイトにうつりかわつてしまう。

片麻岩質ミグマタイト帯[33]：この岩帯は，菫青石ミグマタイトの岩帯中に分布しており，その片理の一般走向・傾斜は，縞状片麻岩帯やホルンフェルス帯のそれと一致している。縞状片麻岩を主体とする岩帯であるが，局部的には，片麻岩の縞状構造をうしなつて，一見，菫青石ミグマタイトとしきべつできぬばあいもある。この岩帯には，珪線石（最大：5×3 cm，普通：3.5×1 cm）・菫青石（最大：7×5 cm，普通：1.5×1 cm）や，他に，カリ長石・石英が，しばしば，大型斑状変晶となつて産する。

2. 菫青石ミグマタイトの性質

産　状：褶曲山脈における，変成岩帯と花崗岩質岩帯との特性の1つに，両者の配列関係は，構造上，ひとしいことがある。日高帯でも，菫青石ミグマタイト帯は変成帯の中軸に分布しており，まわりの変成岩帯とは，きわめて調和した構造をもつている[22]。変成岩類（とくに片麻岩類）は，山脈西がわに巾ひろく分布するにもかかわらず，東がわでは巾せまいことが，すでにのべられているが[6][7]，本地域もこの例にもれない。

縞状片麻岩帯と菫青石ミグマタイトとの移過関係：このうつりかわりは，一般に，巾せまい漸移帯のなかでおこなわれている。登り沢下流では，片状ホルンフェルスは菫青石ミグマタイト帯にちかづくほど，岩石は粗粒になり，ところどころには，片麻岩質岩石をともなうようになる。そして，優白質脈のあらわれかたもめだつようになつて，それが，プティグマティック褶曲をしめすふきんは，片理構造もつよまり，岩石は，縞状片麻岩の特徴をあらわすようになる。この片麻岩は，局部的に，片理にそつて粗粒になり，片麻岩質部と塊状岩石とは交互にみられるが，十数mのうちに，岩石は，急に粗粒となつて，縞状片麻岩は菫青石ミグマタイトにうつりかわつている。なお，登り沢支流右の沢では，この移過帯が，ひかくてきに巾ひろくおこなわれている。すなわち，片麻岩の縞状構造は，菫青石ミグマタイト帯にちかづくほど粗粒になり，方向性がみだれがちになるが，これと平行して，縞状構造に斜交する優白質脈が生じてくる。縞状片麻岩の岩帯内部ほど，この粗粒化現象がいちじるしくなつていて，斜長石・石英は米つぶように成長し，微細な黒雲母片もできてくる。そして，片麻岩質部は，わずかに，すじ状にその面影をとどめているが，岩帯は，全体として片状構造をともなつた細粒な岩石にかわつてしまう。

岩　質：菫青石ミグマタイトは，斜長石や黒雲母などの斑状変晶が特徴的にみとめられ，組織が不均質になつている。節理は，あとにのべる花崗岩質ミグマタイトにおけるものとくらべて，その方向がふきそくである。縞状片麻岩帯との移過帯ふきんの菫青石ミグマタイトは，細粒な岩石であるが，岩帯内部ほど，岩石は粗粒・塊状になり，節理もはつきりしてくる。しかし，丸味をもつ黒雲母の特徴的なかたちや，その配列のしかた，さらに，菫青石・白雲母などをふくみ，かつ，新鮮な岩石は，うすい青灰色* をしめすことなどから，花崗岩質ミグマタイトとしきべつできる（図版1参照）。

---

* 露頭の表面では酸化がすすみ，赤褐色をおびることも特徴になつている．

第1表　菫青石ミグマタイトのおもな鉱物容量比（%）

	斜長石	カリ長石	石　英	黒雲母	白雲母	菫青石	その他	位　置	備　考
1	42.9	2.8	33.0	17.2	3.2	0.3	0.6	カンノン橋	11ヶの平均値
2	49·2	2.4	33.4	11.1	3.4	—	0.5	幌満ごえ沢	2ヶ〃
3	44.2	0.2	35.6	14.6	1.2	3.7	0.5	記念沢左の沢	2ヶ〃
4	35.2	3.0	30.1	28.1	1.1	1.8	0.7	〃　中の沢	4ヶ〃
5	39.3	—	37.0	18.7	2.1	2.7	0.2	〃　右の沢	
6	38.5	1.3	36.3	19.4	4.1	—	0.4	豊似川	3ヶ〃
7	43.5	—	36.3	16.8	3.1	—	0.3	カンノン岳	2ヶ〃
8	30.9	—	40.3	23.0	2.6	2.8	0.4	豊似橋	2ヶ〃
9	27.4	5.6	39.6	17.1	9.6	—	0.7	記念橋—豊似橋	3ヶ〃　片麻岩質ミグマタイト
10	41.8	—	37.6	16.2	3.9	—	0.5	〃	4ヶ〃
11	41.2	0.4	35.7	17.7	4.8	0.2	—	登り沢	3ヶ〃
12	29.0	—	42.3	27.8	0.6	—	0.3	タンネナイ沢	
13	58.4	2.0	29.3	8.3	1.8	—	0.2	〃	片麻岩質ミグマタイト

鏡下の記載：菫青石ミグマタイトは，寄木状組織をしめしている。ふつう，斜長石—石英—黒雲母—白雲母のくみあわせをしめし，カリ長石・菫青石をともなう。副成分鉱物は，珪線石・ザクロ石・アパタイト・ジルコンおよび鉄鉱などがある（図版3参照）。おもな鉱物の平均量比を，第1表にしめす。

斜長石は，0.5mm 前後の他形ないし半自形結晶で，丸味をおびた外形をもつている。斑状変晶をつくる大型結晶は，2.8×1mm の自形結晶である．成分*は，結晶の大いさによつて変化がなく，いずれも $An._{25\sim30}$ ふきんである。双晶構造はよくかんさつされるが，累帯構造はほとんどみとめられない。石英は，他鉱物のあいだをみたすものと，斑状変晶（径 0.5mm）をなすものとがある。黒雲母は，1×0.3mm 前後の葉片状結晶で，X-帯黄褐色，Y-褐色，Z-濃赤褐色な特徴ある多色性をもつ。おおむね，数個体がふきそくにくみあつてはいれつする。花崗岩質ミグマタイトの黒雲母にくらべて，ザクロ石・ジルコン・アパタイトなどを多くふくんでいる。白雲母は，岩帯中にひろく分布し，量の多いことも本岩の特徴である。黒雲母と共存し，それと平行連晶をなす。ときに，石英・カリ長石に交代されている。珪線石はうすく緑色をおびており，微細な毛状あるいは針状結晶になつている。岩帯中の分布は不均一であり，量もきわめて少い。黒雲母や白母雲にともなわれるものと，斜長石結晶の中心部に鉄鉱をともないながら密集するものとがある（図版7参照）。菫青石は，本岩の指示鉱物であるが，分布が不均一なため，すべての薄片にふくまれているわけではない。淡緑色卵形の斑状変晶（1mm 前後）をなすが，変質してかたちが不明瞭なこともある。また，ふきそくに生じたわれめにそつて，緑泥石やせんい状絹雲母ができている（図版8参照）。白雲母とわずかな黒雲母とは，しばしば集合体となつているが，その一部には，菫青石特有な卵型の外形をしめすものがあり，これらは，菫青石からかわつたものとおもわれる。

3.　花崗岩質ミグマタイトの性質

産　状：花崗岩質ミグマタイトは，菫青石ミグマタイト帯のなかに，レンズ状の岩体群をなし，ほぼ，N 30°～40°W 方向に雁行状にはいれつする。花崗岩質ミグマタイトは，ふつう，片麻岩質ミグマタイトの片理にそつて発達するが，これらの接触部では，片麻岩質ミグマタイトの小塊をゼノリス状にとりこんでいる。また，片麻岩質ミグマタイトの岩帯中に，屢々迸入のかたちでみられる花崗岩質ミグマタイト脈をくわしくかんさつすると，脈巾が，30 cm あるいはそれ以上のときには，片麻岩

* 対称消光角法による．

質ミグマタイトの縞状構造といくらか斜交しており，岩石には，流理構造とおもえる方向性ができている（図版5参照）。花崗岩質ミグマタイトの岩体中には，しばしば，巾 50 m から 100 m の片状岩が，かなりのながさにのびて分布する。この片状岩の片理の走向・傾斜は，片麻岩質ミグマタイトや縞状片麻岩とのそれと一致するが，粒度はこまかく，岩質は，片状ホルンフェルスないし結晶片岩ともいえる岩石である*。この岩石は，ときに縞状構造をもつこともあるが，一般には，膨縮する優白質細脈が，黒雲母の平行はいれつによる片理とはかんけいなく，網状にひろがつていて縞状をしめさぬことが多い。片状ホルンフェルスの岩体周縁部では，花崗岩質ミグマタイトの岩脈**（巾 1～2 m）がともなわれていたり，または，巾数十 m が細粒均質な塊状岩になつていて，まわりの花崗岩質ミグマタイトにうつりかわつている。注意されることは，この岩石には，片麻岩質ミグマタイトにみられたような，珪線石や菫青石などの大型斑状変晶がふくまれていない点である。

菫青石ミグマタイトと花崗岩質ミグマタイトとの関係：両ミグマタイトが接するとき，その very contact は不鮮明なことが多く，両者のかんけいを正確にしることはむずかしい。しかし，縞状片麻岩帯から菫青石ミグマタイト帯にうつりかわるばあいとちがつて，花崗岩質ミグマタイトと菫青石ミグマタイトとのあいだには，漸移帯がない。両ミグマタイトの接触部をくわしくみると，菫青石ミグマタイトの岩帯中には，花崗岩質ミグマタイトがふきそくな脈状，もしくは網状にひろがつている（図版6参照）。一方，花崗岩質ミグマタイトのなかには，菫青石ミグマタイトの小塊が，ゼノリス状につつまれることがある。イワオ橋下流から記念橋間の花崗岩質ミグマタイトの岩体中には，菫青石ミグマタイトがいろいろな大いさに包含されている。この菫青石ミグマタイトの包有岩中には，まわりの花崗岩質ミグマタイトよりも，やや優白質で粗粒な岩石が脈状にいりこんでいる。

岩 質：花崗岩質ミグマタイトは，菫青石ミグマタイトにくらべて，粗粒・塊状，優白質な岩石できそくただしい節理（NS—EW 方向）が発達する（図版2参照）。なお，花崗岩質ミグマタイトの岩体中には，ところどころに，脈状・溜り状となつて，やや粗粒な岩石がともなわれている。これらの特徴は，牛来正夫[16]のいう，火成迸入型の花崗岩***に似るものであるが，日高変成帯の東がわに，

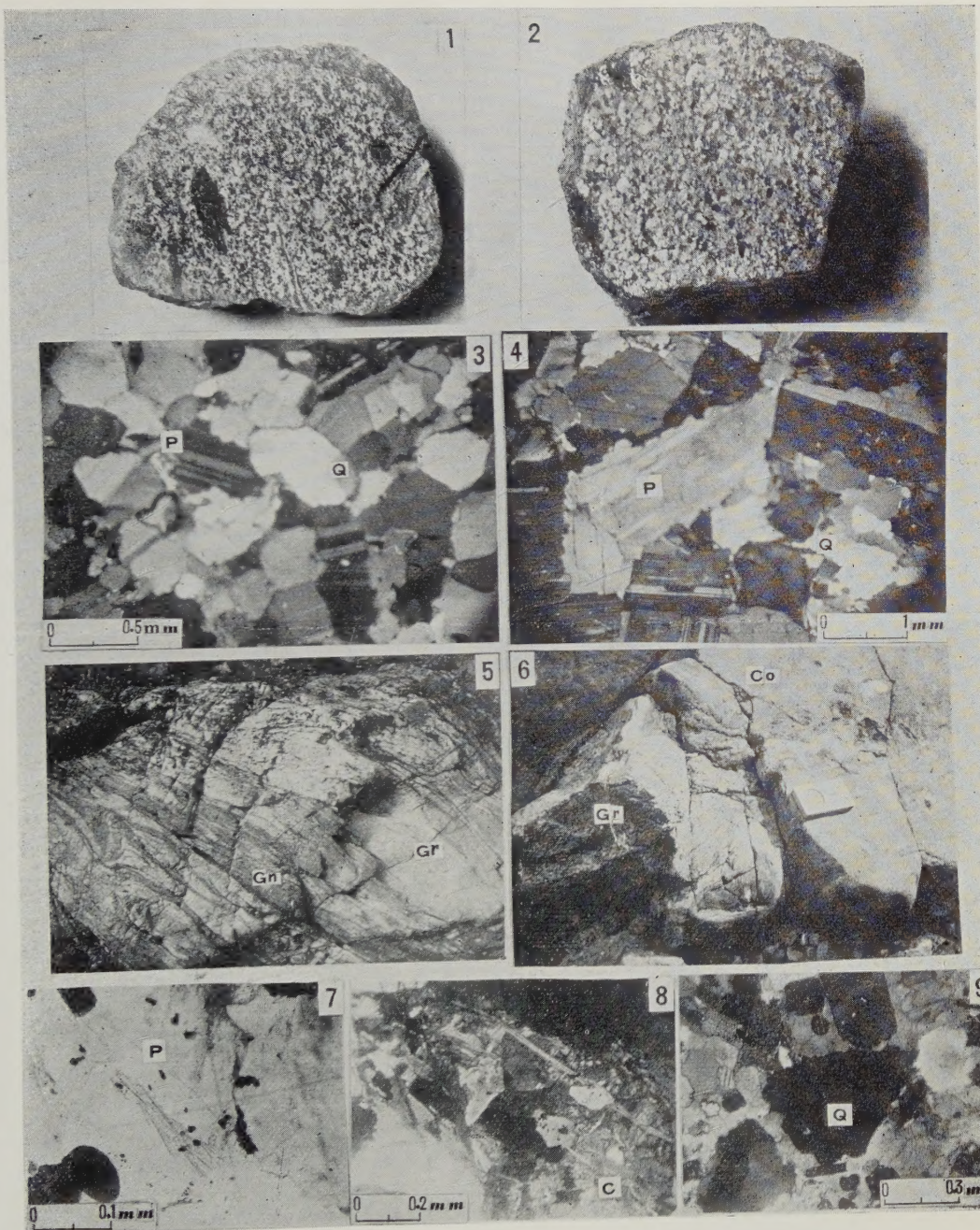
第2表 花崗岩質ミグマタイトのおもな鉱物容量比（%）

	斜長石	カリ長石	石 英	角閃石	黒雲母	その他	位 置	備 考
1	54.4	5.4	28.5	—	11.3	0.4	カンノン橋	9ケの平均値
2	50.7	1.9	37.0	—	10.3	0.1	幌満ごえ沢	3ケ 〃
3	51.3	7.1	30.1	—	11.3	0.2	イワオ橋	5ケ 〃
4	45.6	5.9	30.9	—	17.3	0.3	記念沢左の沢	5ケ 〃
5	47.5	4.5	32.5	—	14.7	0.8	〃 中の沢	4ケ 〃
6	59.6	0.2	23.4	4.3	12.0	0.5	〃 右の沢	2ケ 〃
7	51.5	3.0	31.0	—	14.4	0.1	〃 右の沢	2ケ 〃
8	51.0	1.1	31.9	—	15.5	0.5	記念橋—豊似橋	4ケ 〃
9	52.7	4.5	27.7	—	14.7	0.4	豊似川	4ケ 〃
10	54.4	2.0	34.6	—	9.0	—	サルル川源流	6ケ 〃 粗粒岩
11	61.9	—	24.7	—	13.4	—	庶野チビラ	

* かりに，片状ホルンフェルスとよんでおく．

** 岩脈中には，片状ホルンフェルスの小塊が，ゼノリス状につつまれている．なお，この岩脈は片状ホルンフェルスの片理を垂直にきることがある．

*** 本文中においては，以下，花崗岩とよぶことにする．



1. 菫青石ミグマタイト
2. 花崗岩質ミグマタイト
3. 菫青石ミグマタイトの顕微鏡写真，十字ニコル
4. 花崗岩質ミグマタイトの顕微鏡写真，十字ニコル
5. 花崗岩質ミグマタイトと片麻岩との関係
6. 菫青石ミグマタイトと花崗岩質ミグマタイトとの関係
7. 菫青石ミグマタイトの斜長石中にみられる毛状珪線石，平行ニコル
8. 菫青石ミグマタイト中にみられる菫青石の斑状変晶，十字ニコル
9. 花崗岩質ミグマタイト中にみられる石英の斑状変晶，十字ニコル

Co: 菫青石ミグマタイト，Gr: 花崗岩質ミグマタイト，Gn: 片麻岩，P: 斜長石，Q: 石英，C: 菫青石

Digitized by the Internet Archive
in 2023

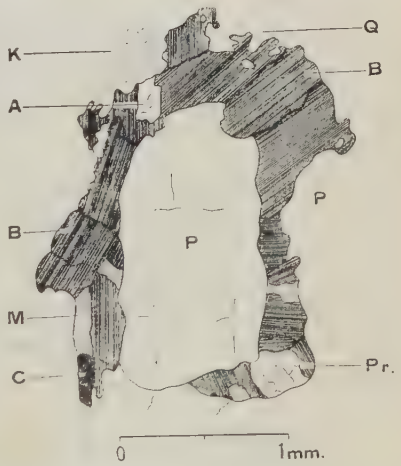
https://archive.org/details/chishitsugaku-zasshi_1956-09_62_732

点々と分布する花崗岩とくらべてみると，花崗岩質ミグマタイトは，粒度や組織がきわめて不均質であり，かつ，片状構造がいちじるしくなつている。

鏡下の記載：花崗岩質ミグマタイトは，寄木状組織をしめしている。おもに，斜長石—石英—カリ長石—黒雲母のくみあわせからなり，まれに，緑色角閃石がともなわれる。副成分鉱物は，白雲母・緑れん石・褐れん石・ザクロ石・アパタイト・チタナイト・ジルコンおよび鉄鉱などがある（図版4参照）。おもな鉱物の平均量比は第2表にしめす。

斜長石は，平均，1.0～1.5mm 大の卓状結晶で，半自形をしめすが，粗粒な岩石中の斜長石は，3.5×2.5mm に達し，自形性がつよい。その平均成分は，$An._{30}$ 前後であり，角閃石をふくむ岩石でも，その成分に変化がない。双晶は，アルバイト式とカールスバッド式とがみとめられ，また，それらのくみあう型も少くない。累帯構造は，堇青石ミグマタイトの斜長石にくらべてよく発達しており，ときに，結晶外縁の累帯にそつて，石英，鱗片状黒雲母および鉄鉱などがつつみこまれている（第2図参照）。石英は，よわい波動消光をなす間隙充塡鉱物で，縫合組織をしめしている。なお，一部の石英には，斑状変晶ように成長するものがあり，それらは，いずれもつよく波動消光する（図版9参照）。カリ長石は，分布が不均一であるが，粗粒な岩石ほどよくふくまれている。ふつう，他鉱物のあいだをみたしているが，まれに，斑状変晶ように成長し，そのあるものは，カールスバッド式双晶をしめす。また，斜長石と接するときには，ミルメカイトをつくることがある。黒雲母は 0.5～1mm 前後の板状結晶で，X-帯黄褐色，Y-褐色，Z-赤褐色の多色性をもつが，粗粒な岩石ほど，その色調がうすれている。黒雲母の一部には，白雲母とくみあつて，斜長石結晶間にみられるものがある（第3図参照）。角閃石は，記念沢の粗粒な岩石にみとめられる。ふつう，0.8×0.5mm 前後の単晶をしめすが，ときに，いくつかの個体があつまつて，clot (1.6×1.2mm 大) をつくることもある。X-帯緑黄色，Y-淡緑色，Z-緑色，$c\wedge Z=13°\sim15°$ で，まれに，聚片双晶（‖100）がみとめられる。褐れん石は，記念沢の岩石にのみ，みいだしている。1.4×0.7mm 大であり，X-帯黄褐色，Y-褐色，Z-濃赤褐色な特徴ある多色性をもつ。劈開面には鉄鉱が生じている。

第2図　斜長石中の包か物
B：黒雲母，Q：石英，M：鉄鉱

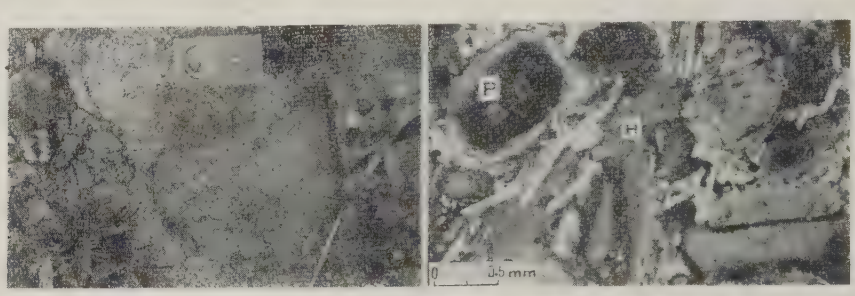


第3図　斜長石（P）結晶間にみられる黒雲母（B）
K：カリ長石，A：燐灰石，M：白雲母，C：緑泥石，Q：石英，Pr.：プレーナイト

4.　ミグマタイトにともなわれる包有岩類

堇青石ミグマタイトにともなわれる包有岩（inclusion）は，一般に，紡錘形（30×20 cm 大）な

いし円形をしめし，岩帯全域に分布する。この包有岩は，岩帯周縁にみられるものは，ホルンフェルス質岩石および変成石灰質団球源岩石がめだつているが，岩帯中核ほど，片麻岩質なものが多くなる。そして，一部の包有岩は岩質が塊状となり，粒状構造をもつものがある。変成石灰質団球源岩石は，岩帯の中核でも数多くかんさつされるが，これらは岩帯周縁にみられるものとちがつて，包有岩は，そのまわりがホルンフェルス質の岩石にかわつている。



第4図 花崗岩質ミグマタイト中にみられる斑糲岩質包有岩とその顕微鏡写真，十字ニコル
P：斜長石，H：角閃石

花崗岩質ミグマタイト中の包有岩には，菫青石ミグマタイトの岩帯中にみられなかつた，斑糲岩質包有岩がそんざいする。この包有岩は，第1図にしめしたように，8ケ所の地点でかんさつされ，包有岩と母岩とは，いずれもはつきりしたさかいをもつている（第4図参照）。観王橋（カンノウ）下流（250 m）の斑糲岩質包有岩には，そのわれめにそつて，花崗岩質ミグマタイトが脈状（巾 5～15 cm）にいりこんでいる。斑糲岩質包有岩には，斑糲岩的～オフィティック組織があきらかなもの，粒状化されるもの，および黒雲母化作用をうけたものなどがある。珪礬質包有岩の大部分は，その分布・かたち・岩質などの状態が，菫青石ミグマタイトにともなわれるものとよく似ているが，つぎにのべるようなものもある。すなわち，小型な包有岩（径 5 cm）には，丸味をおびた黒雲母がたくさんできていて，一見，花崗岩中のdark inclusion[11]に似ている。また，包有岩のかたちがふきそくな雲状になつていて，その周縁や内部に，優白質な岩石もしくは石英が，脈状・溜状にともなわれるものなどがある。他に，包有岩は粗粒化してミグマタイト状になつているもの，および黒雲母集合塊になるものなどがみとめられる。これと似た包有岩は，岩生周一[24]・木崎甲子郎[26]が報告している。

ミグマタイトにともなわれる珪礬質ないし石灰質の包有岩については，すでに，舟橋三男・橋本誠二[7]がのべたように，これらは，ゼノリスではなく，日高層群がミグマタイト化されたさいの残存岩石（G. E. Goodspeed[17]のいう skialith）であることはたしかなことにおもわれる。しかし，花崗岩質ミグマタイト中にみられる斑糲岩質包有岩は，量的に少く，かつ，火成源をしめすことなどからみて，skialith とは考えがたく，一種のゼノリス* と解釈したほうが適当におもわれる。

5. ミグマタイトの斜長石双晶

菫青石ミグマタイトと花崗岩質ミグマタイトとの斜長石双晶を，牛来正夫[13][14]の“双晶法”にもとづき，その双晶頻度・C-双晶の型式について，他地域**の花崗岩とくらべてみた[32]。

双晶の頻度：菫青石ミグマタイトのなかには，片麻岩質ミグマタイトの岩帯のなかで，粗粒になつ

---

* G. E. Goodspeed[19]のいう，relict dike の可能性もあるので，こんご，この点について検討していきたい．

** 試料は，北部阿武隈[35]・北海道十勝国音調津（オシラベツ）（いずれも花崗閃緑岩質岩石）より採取した．

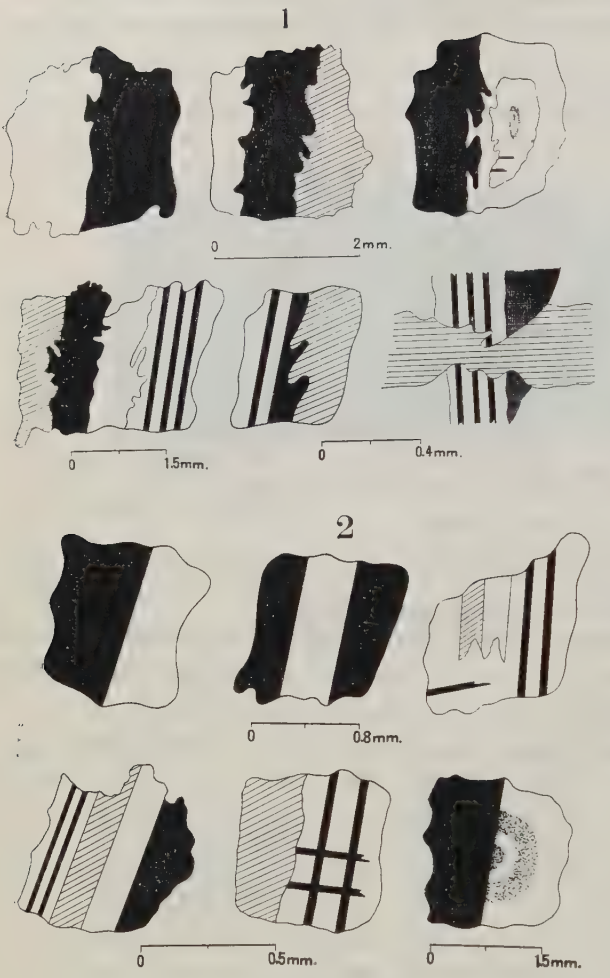
第3表　菫青石ミグマタイトの斜長石双晶頻度（%）

	U	A	C			C	An. (%)	位置	備考
			T_2	T_3	T_4				
1	38.4	59.9	0.6	1.1	—	1.7	25～32	カンノン橋	7ケの平均値
2	47.4	50.6	0.8	1.2	—	2.0	25～30	幌満ごえ沢	5ケ〃
3	25.0	70.0	—	5.0	—	5.0	25～30	カンノン岳	
4	39.0	59.0	1.0	1.0	—	2.0	25～30	イワオ橋	
5	39.0	58.3	1.3	1.4	—	2.7	25～30	記念沢左の沢	3ケ〃
6	30.7	66.6	0.7	2.0	—	2.7	25～27	〃中の沢	3ケ〃
7	57.0	40.0	3.0	—	—	3.0	25～30	〃右の沢	
8	46.7	50.0	1.3	2.0	—	3.3	25～28	豊似川	3ケ〃
9	41.2	54.8	1.2	2.8	—	4.0	25～30	登り沢	4ケ〃
10	33.7	60.7	1.0	4.6	—	5.6	25～32	記念橋—豊似橋	3ケ〃
11	33.0	60.0	3.0	4.0	—	7.0	25～30	タンネナイ沢	片麻岩質ミグマタイト
12	36.0	58.0	2.0	4.0	—	6.0	25～32	記念橋—豊似橋	〃
13	29.0	65.0	2.0	4.0	—	6.0	25～28	〃	〃
14	35.0	61.0	2.0	2.0	—	4.0	25～30	〃	〃

第4表　花崗岩質ミグマタイトの斜長石双晶頻度（%）

	U	A	C			C	An. (%)	産状*	位置	備考
			T_2	T_3	T_4					
1	25.7	58.0	1.3	14.7	0.3	16.3	25～30	○	カンノン橋	6ケの平均値
2	27.3	60.5	2.0	10.2	—	12.2	27～30	●	〃	4ケ〃
3	25.7	62.7	1.6	10.0	—	11.6	25～29	▲	〃	3ケ〃
4	31.0	56.0	3.0	10.0	—	13.0	28～30	○	幌満ごえ沢	
5	30.3	55.7	2.0	12.0	—	14.0	27～31	▲	〃	3ケ〃
6	33.0	46.0	3.0	18.0	—	21.0	27～30	▲	イワオ橋	
7	39.0	56.0	1.0	4.0	—	5.0	25～30	○	〃	2ケ〃
8	28.0	62.2	1.8	8.0	—	9.8	25～30	●	〃	6ケ〃
9	17.0	74.0	1.0	8.0	—	9.0	27～30	△	記念沢左の沢	
10	25.2	64.5	1.8	8.5	—	10.3	25～30	●	〃	4ケ〃
11	20.5	60.0	3.0	16.5	—	19.5	27～32	○	〃	2ケ〃
12	27.0	59.0	4.0	10.0	—	14.0	27～30	▲	記念沢中の沢	
13	21.5	67.0	0.5	11.0	—	11.5	25～33	●	〃	2ケ〃
14	25.0	67.0	1.0	7.0	—	8.0	25～30	○	記念沢右の沢	
15	17.0	68.7	2.3	12.0	—	14.3	25～33	●	〃	3ケ〃
16	32.0	63.0	2.0	3.0	—	5.0	25～30	●	記念橋—豊似橋	
17	19.5	65.5	1.5	13.5	—	15.0	25～30	○	〃	2ケ〃
18	40.5	48.5	2.5	8.5	—	11.0	25～30	●	豊似川	2ケ〃
19	39.0	50.0	2.0	9.0	—	11.0	25～30	○	〃	
20	25.0	49.0	3.0	23.0	—	26.0	25～30	△	〃	
21	24.5	61.0	3.5	11.0	—	14.5	27～32	○	サルル川源流	2ケ〃
22	20.0	60.0	3.5	16.0	0.5	20.0	25～30	○	カンノン橋	2ケ〃

* 白丸は主岩体，黒丸はカリ長石ふくむ主岩体，白三角は脈状岩，黒三角はカリ長石をふくむ脈状岩をあらわす．



第5図 ミグマタイトの斜長石における C-双晶型
1: 花崗岩質ミグマタイト, 2: 菫青石ミグマタイト

たところもふくめて測定*をおこなつた。この粗粒な部分は，片麻岩質ミグマタイトの片理に平行して，巾 30 cm ないし 10 m に生じており，その鉱物くみあわせや組織が，菫青石ミグマタイトによく似ている。双晶の測定結果は第3表にしめした。これによると，C-双晶は，片麻岩質ミグマタイトにともなわれる粗粒な部分が菫青石ミグマタイトよりも，その頻度が，いくらか多いようである。花崗岩質ミグマタイトについては，産状から，主岩体と脈状岩**とをくべつしてとりあつかい，カリ長石有無とのかんけいも注意した。その結果によると，C-双晶頻度は，産状のちがいやカリ長石の有無などにかかわりなく，それらには，大きなちがいがないが，細粒な岩石は粗粒な岩石よりも，いくらか C-双晶が少いようである（第4表参照）。

C-双晶の型式：花崗岩質ミグマタイトの斜長石には，単双晶(Ⅱ型)・透入双晶（Ⅳ型）は少いが，カールスバッド-アルバイト式の複雑双晶(Ⅲ型)が多い。しかし，菫青石ミグマタイトの斜長石には，複雑双晶は少いが，単双晶（カールスバッド式）をしめすわりあいが多くなつている。またC-双晶をしめすおのおのの個体を，その接合面に注意すると，花崗岩ならびに花崗岩質ミグマタイトの斜長石は，ふくざつな透入状をしめすにかかわらず，菫青石ミグマタイトの斜長石は，ひかくてきに単調であり，線状をしめすことが多い。それぞれのおもな C-双晶型は第5図にあげた。

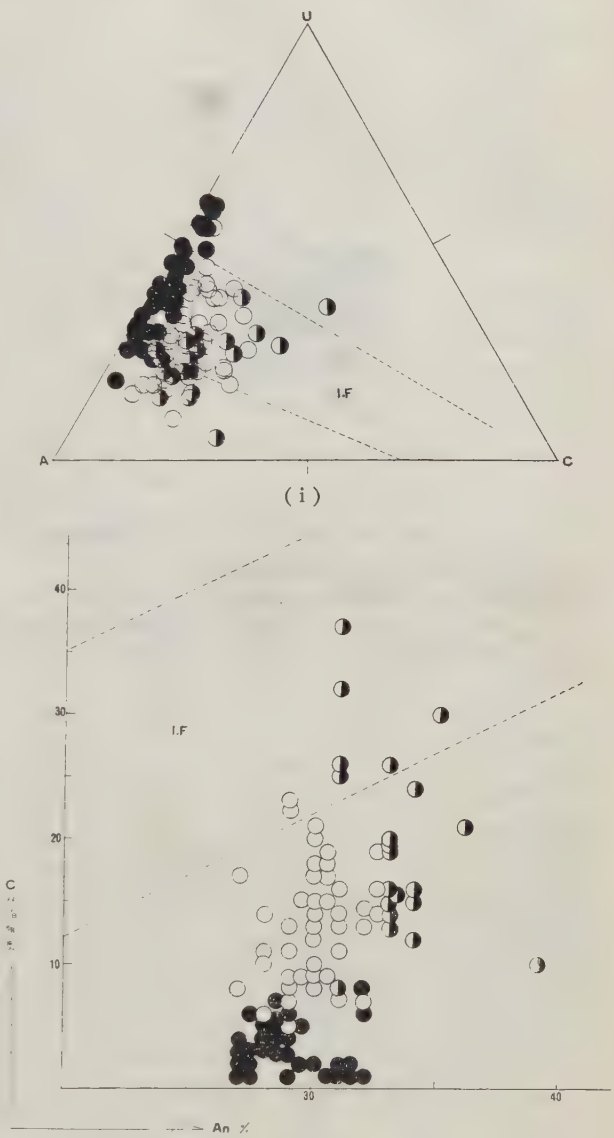
双晶の相互関係：C-双晶頻度について，花崗岩質ミグマタイトと花崗岩とをくらべてみると，花崗岩の一部には，やや優勢なものもあるが，両者はおよそ近似していて，牛来正夫のいう，igneous field と metamorphic field とのあいだに分布している***。菫青石ミグマタイトは，C-双晶を示すわりあいが花崗岩質ミグマタイトより少く，metamorphic field に接近して分布する**** (第6図参

* 普通観測法による．測定個数は，1枚の薄片について，200 から 350 前後である．
** 花崗岩質ミグマタイトの岩体中にみられる片状ホルンフェルス，および片麻岩質ミグマタイトなどに屢々迸入状にともなわれる岩石である．
*** 花崗岩は，C-双晶の頻度範囲がせまいのにたいし，花崗岩質ミグマタイトでは，そのばらつきがめだつている．
**** C-双晶頻度からみると，広田正一[23]によつて報告された，粗粒塊状混成岩 (C-双晶，8～20%) が，筆者のいう花崗岩質ミグマタイトに，細粒～中粒質な塊状混成岩 (C-双晶，0.5～5%) が，菫青石ミグマタイトに相当しており，その測定結果は，筆者の結果と大差がない．

照)。なお，C-双晶の型式についてみると，花崗岩質ミグマタイトの斜長石双晶には，花崗岩類にみられる複雑双晶型が多いのにたいし，菫青石ミグマタイトには，変成岩類にわずかにみられる単双晶型をふくんでいる。

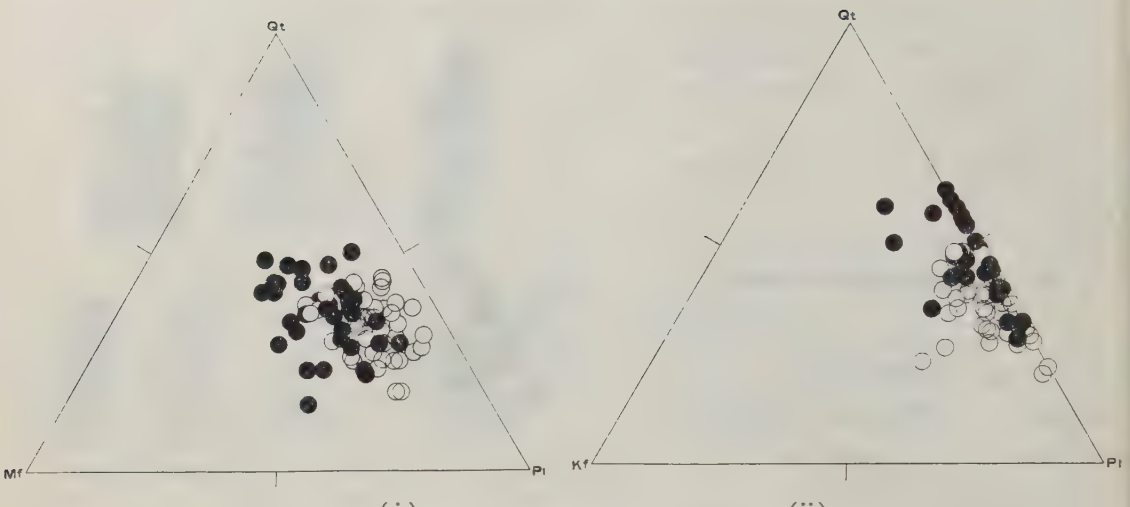
6. 岩帯相互関係とその考察

ホルンフェルス帯は，縞状片麻岩帯にちかづくほど，優白質細脈がともなわれ，局部的には，片理構造および黒雲母の斑状変晶ができてくる。そして，片状ホルンフェルスは，優白質細脈のプティグマティック褶曲ができるとともに，片理や粒度をまして縞状片麻岩にうつりかわる。縞状片麻岩帯から菫青石ミグマタイト帯に移過する状態は，部分的に漸移がみられるが，多くのばあいは，急にかわつている*。この急激に移過するところは，地質図にしめされているように，ミグマタイト化作用が波及的にたかまつた1つのあらわれとみることができよう。つまり，菫青石ミグマタイトは片麻岩帯と密接な関連のもとに，時期的には，片麻岩よりいくらかおくれて形成されはじめたが，末期ほど，動きをます状態がつよまつて片麻岩域に上昇し，それらを蚕食するかたちにひろがつたことが考えられる。そのさい，ミグマタイト化作用の影響が，ひかくてきによわかつたところは，縞状片麻岩の構造をとどめたままに保存される。この岩相が，岩質変化のいちじるしい片麻岩質ミグマタイトでありそこには，珪線石・菫青石などの大型斑状変晶が発達していて，舟橋三男[4)5)]のいう，ミグマタイト前縁帯の見解を支持する有力な資料になるものとおもわれるが



第6図　菫青石ミグマタイト・花崗岩質ミグマタイトおよび花崗岩における斜長石双晶の頻度
I.F.: 火成源斜長石の分布区域
(i)　単晶 (u)・A-双晶(A)・C-双晶(C)の割合
(ii)　斜長石の成分と C-双晶頻度との関係
●: 菫青石ミグマタイト
○: 花崗岩質ミグマタイト
◑: 花崗岩

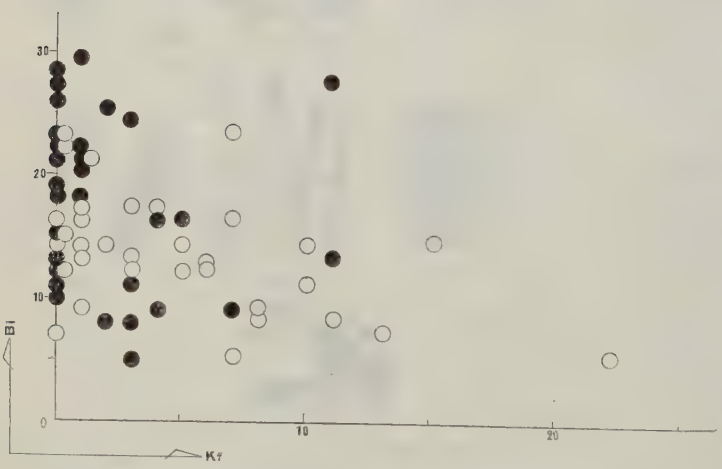
* 似た産状は，P. Misch[29)30)]によつてものべられている．また，花崗岩化作用が sharp contact を生成しやすいことは，C. E. Wegmann (1935) がはじめに指摘し，そのご，多くの学者によつてたしかめられているという．



(i) (ii)

第7図 菫青石ミグマタイトと花崗岩質ミグマタイトとの鉱物容量比

(i) 石英・斜長石・有色鉱物の容量比
(ii) 石英・カリ長石・斜長石の容量比
Qt: 石英, Kf: カリ長石, Pl: 斜長石, Mf: 黒雲母＋白雲母＋角閃石
●: 菫青石ミグマタイト, ○: 花崗岩質ミグマタイト



第8図 菫青石ミグマタイトおよび花崗岩質ミグマタイトにおける
カリ長石と黒雲母との関係
Kf: カリ長石, Bi: 黒雲母
●: 菫青石ミグマタイト, ○: 花崗岩質ミグマタイト
数値は容量%をあらわす

このもんだいについては，こんごの研究によつてあきらかにしていきたい。このように，菫青石ミグマタイトは，すくなくとも，フィールドによつてたしかめられたかぎりでは，舟橋三男・橋本誠二[3)6)7)]が強調しているように，もともと，広域にわたつていた片麻岩帯が再結晶をかさね，ほとんど in-situ の状態で花崗岩質岩石にかわつたとの解釈が，もつとも妥当なようにおもわれるのである。

菫青石ミグマタイトと花崗岩質ミグマタイトとの産状のちがいはすでにのべたが，鏡下でもそのちがいがみとめられる。すなわち，両ミグマタイトのおもな鉱物くみあわせは，ほぼひとしいが，その容量比をくらべてみると，花崗岩質ミグマタイトは菫青石ミグマタイトよりも斜長石・カリ長石にとみ，石英・黒雲母にとぼしい(第7図参照)。なお，両ミグマタイトは，カリ長石と黒雲母との量に相反的なかんけいがうかがわれるが，花崗岩質ミグマタイトにおいては，このかんけいがより調和的になつている（第8図参照)。なお菫青石ミグマタイトには，毛状珪線石・菫青石および白雲母がふくまれており，また斜長石双晶

をしらべた結果では，この岩石は変成岩型にちかくなつている。これにはんして，花崗岩質ミグマタイトは，上記の鉱物を欠くけれども，まれに，角閃石・緑れん石・褐れん石をふくみ，斜長石双晶では，火成岩型と変成岩型との中間的位置をしめている。

花崗岩質ミグマタイトには，日高帯北部美生(ピパイロ)川上流の片麻状花崗岩[7)20)21)]にみられたように，その迸入時の摩擦による圧砕，ひきのばしの形跡はないが，菫青石ミグマタイトや片麻岩質ミグマタイトとの岩帯接触部では，花崗岩質ミグマタイトは，それらに屢々迸入状に注入していたり，または，その小塊をゼノリス状にとりこんでいる。なお，花崗岩質ミグマタイトにともなわれる包有岩は，一般に，そのはいれつがふきそくになつており，ときに斑糲岩質岩石がゼノリス状にとりこまれている*。そのうえ，花崗岩質ミグマタイトにおける斜長石双晶[12)15)]の特徴からみても，本岩は，ある時期に熔融にちかい状態があり，あるていどは，流動したと考えてよいのではなかろうか。さらに注意される点は，花崗岩質ミグマタイトと菫青石ミグマタイトとの岩帯中には，構造的に，まわりの変成岩帯と整合的に配置される片状ホルンフェルスあるいは片麻岩質ミグマタイトがそんざいすることである。同様な産状は，P. Misch[23)] によつて，ヒマラヤ山脈の北西，Nanga-Parbat massif の中核をしめる migmatitic gneissose granite 中にも発見されており**，また，G. E. Goodspeed[18)] も，ある種の花崗岩質岩石にはこの事実をみとめ，いずれも花崗岩化作用の証拠として，いちじるしい特徴であることが指摘されている。

つぎに，花崗岩質ミグマタイトと菫青石ミグマタイトとの形成時期がもんだいとなる。すでにのべたように，花崗岩質ミグマタイトは菫青石ミグマタイトに迸入かんけいをしめすことなどからみて，一応，花崗岩質ミグマタイトは後期と解釈できる。ところが，さきにもふれたように，花崗岩質ミグマタイトの岩体中には，産状および変成ていどから，菫青石ミグマタイト形成時の影響をうけた片麻岩質ミグマタイト以前の生成とおもわれる，片状ホルンフェルスがみとめられる。うえの仮定がただしいとするならば，花崗岩質ミグマタイトの生成時期*** は，菫青石ミグマタイト形成以前****といつてもさしつかえないことになつて，いまのところ，両ミグマタイトの時期的なかんけいは断定しがたい。これと関連するが，造山帯深部では，花崗岩の成分を有する silicate rocks の anatexis，もしくは differential re-fusion によつて花崗岩マグマが生成される可能性は，P. Eskola[2)]やその他の学者もみとめているところである。なお，最近では，P. N. Kropotokin[27)] も，再熔融は造山運動の過程にみられる現象であり，その意義を過少評価できぬことが指摘されている。また，R. A. Daly[1)]も，ある種の花崗岩質岩石は，水成源岩石が交代作用によつて生成されることをみとめているのであり，したがつて，もんだいは交代作用により in-situ の状態で花崗岩質岩石が形成される時期と，熔融の生ずる時期的な点がここに重要となるであろう*****。

むすび

日高帯南端猿留(サルル)川地域に発達する，変成岩類およびミグマタイトを調査し，下記の結果をえた。

---

* 美生川の片麻状花崗岩のなかにも，斑糲岩がゼノリスとしてとりこまれていることが，橋本誠二[20)]によつてたしかめられている。

** 岩石は paragneiss (kata-zone) であり，これらは，原岩の relict band として解されることがのべられている。

*** たとえば，火成岩のばあい，その生成時（マグマ形成）と迸入時とはちがつた意味をもつが，ここでは両者を一括している。

**** つまり，花崗岩質ミグマタイトは片麻岩域に迸入したが，ひきつづき，片麻岩は菫青石ミグマタイトにおきかえられた。したがつて，花崗岩質ミグマタイトは，結果的に，菫青石ミグマタイトに迸入しているような外見をもつにいたつたともみることができる。

***** ここにのべてきた花崗岩質ミグマタイトは，かならずしも，P. Eskola[2)]などのいう，再熔融による産物とは考えていないことをことわつておく。

I. 変成岩類は，ホルンフェルス・片状ホルンフェルス・縞状片麻岩の3帯に区分して，それらは相互に移過することをのべた。

II. いままで，花崗岩質ミグマタイトとされてきた岩帯を，菫青石ミグマタイトおよび花崗岩質ミグマタイトとに区分して，それらの性質のちがいをあきらかにし，相互関係を考察した。要約すると，つぎのようになる。

1. 菫青石ミグマタイトは，日高山脈の主体を構成し，変成岩類とは，連続的に移過している。白雲母・毛状珪線石・菫青石をふくむことによつて特徴づけられ，斜長石双晶では変成岩型に近似する。

2. 花崗岩質ミグマタイトは，菫青石ミグマタイトの岩帯中に，雁行状に分布しており，それらとは，整合的迸入のかんけいをしめすようにおもわれる。菫青石ミグマタイトにくらべ，斜長石・カリ長石にとむが，石英・黒雲母にとぼしく，かつ，その斜長石双晶では，火成岩型と変成岩型との中間的位置をしめている。

3. 菫青石ミグマタイトは，片麻岩帯の形成と関連しつつ，時期的には，片麻岩よりいくらかおくれほとんど，**in-situ** の状態で生成したことがすいていできる。そのさい，片麻岩帯の一部には，珪線石や菫青石などのアルミナ鉱物が集積する特殊な岩相（片麻岩質ミグマタイト）が形成された。

4. 花崗岩質ミグマタイトは熔融状態をていし，斑糲岩質岩石を捕かくしながら片麻岩域に迸入したものとおもわれる。菫青石ミグマタイトと花崗岩質ミグマタイトとの形成時期は不明であり，このもんだいについては，こんごの研究にまたなければならない。

引 用 文 献

1) Daly, R. A. (1949): Granite and Metasomatism. *Amer. Jour. Sci.*, **247**, 753～778.
2) Eskola, P. (1932): On the Origin of Granitic Magmas. *Min. Petr. Mitt.*, Bd. **42**, 455～481.
3) 舟橋 三男 (1948)：日高帯と神居古潭帯の岩石について，民科地団研会誌，**2**.
4) 舟橋 三男 (1949)：日高帯の混成岩前縁帯について，地質雑，**55**，152～153.
5) 舟橋 三男 (1950)：幌満地方オナルシベ混成岩前縁帯，地質雑，**56**，263～264.
6) 舟橋 三男 (1951a)：北海道の日高帯と神居古潭帯の岩石，地球科学，**4**，109～118.
7) 舟橋三男・橋本誠二 (1951b)：日高帯の地質，民科地団研専報，**6**，1～38.
8) 舟橋三男・橋本誠二・浅井 宏・猪木幸男・木崎甲子郎・外崎与之・広田正一・春日井昭(1955)：日高変成帯南端部の構造，地質雑，**61**，363～364.
9) 舟橋 三男 (1955)：日本のアルプス造山運動，一日高造山運動一，自然，**10**，10～19，60～69.
10) 舟橋三男・猪木幸男 (1956)：5万分の1地質図幅「幌泉」，同説明書，地質調査所，1～64.
11) Gorai, M. (1944): Petrological Study on the Plutonic Rocks of Gosaisho-Takanuki District, Southern Abukuma Plateau. *Mem. Fac. Sci. Kyūsyū Imp. Univ., Ser. D.* **2**, 240～321.
12) Gorai, M. (1950a): Proposal of Twin Method for the Study of the "Granite Problem." *Jour. Geol. Soc. Japan.* 56, 149～156.
13) 牛来 正夫 (1950b)：花崗岩質岩石中の斜長石双晶，地質雑，**56**，256.
14) 牛来 正夫 (1950c)：斜長石の C-双晶，A-双晶を偏光顕微鏡の普通観測で識別する方法，地質雑，**56**，441～443.
15) Gorai, M. (1951): Petrological Studies on Plagioclase Twins. *Amer. Min.*, **36**, 884～901.
16) 牛来 正夫 (1955)：火成岩成因論（上），民科地団研，地学双書，**8**，1～128.
17) Goodspeed, G. E. (1948): Xenoliths and Skialiths. *Amer. Jour. Sci.*, **246**, 515～525.

18) Goodspeed, G. E. (1952): Mineralization related to Granitization. *Econ. Geol.*, **47**, 146～168.

19) Goodspeed, G. E. (1955): Relict Dikes and Relict Pseudodikes. *Amer. Jour. Sci.*, **253**, 146～161.

20) 橋本 誠二 (1953): 5万分の1地質図巾「札内岳」, 同説明書, 北海道地下資源調査所, 1～57.

21) 橋本 誠二 (1954): 5万分の1地質図巾「御影」説明書. 北海道地下資源調査所, 1～36.

22) 日高グループ (1954): 日高変成帯における深成活動, 地質雑, **60**, 298～299.

23) 玄田 正一 (1952): 日高帯に見られる "花崗岩様混成岩類" の生成機構に関する1考察, 地質雑, **58**, 155～164.

24) 岩生 周一 (1936): 山口県柳井地方の花崗岩類と領家式変成岩類との野外に於ける諸関係, 地質雑, **43**, 660～691.

25) 木崎甲子郎・猪木幸男・外崎与之・春日井昭 (1953): 日高帯南部の片麻岩およびミグマタイト類について, 地質雑, **59**, 349.

26) 木崎甲子郎 (1953): 日高帯札内川上流の変成岩およびミクマタイト類について (第1報), 地質雑, **59**, 203～215.

27) Kropotokin, P. N. (1953): 地球の構造と玄武岩マグマおよび花崗岩マグマの起原, *Bull, Acad. Nauk., USSR, Ser. Geol.*, 1, (民科地団研訳).

28) Misch, P. (1949a): Metasomatic Granitization of Batholithic Dimensions. Part 1. *Amer. Jour. Sci.*, **247**, 209～245.

29) Misch, P. (1949b): Part II, Static Granitization in Sheku Area, Northwest Yunnan (China). *Amer. Jour. Sci.*, **247**, 372～406.

30) Misch, P. (1949c): Part III, Relationships of Synkinematic and Static Granitization. *Amer. Jour. Sci.*, **247**, 673～705.

31) Suzuki, J. (1934): Metamorphosed Calcareous Concretions in the Hornfels at the Southern Coast of Tokati Province, Hokkaidô. *Jour. Fac. Sci., Hokkaidô Imp. Univ. Ser.* IV, **2**, 323～338.

32) 外崎 与之 (1953): 日高国猿留川流域の混成岩類とその斜長石双晶, 地質雑, **59**, 349.

33) 外崎 与之 (1956a): 日高国猿留川流域の珪線石・菫青石の斑状変晶をふくむ片麻岩質ミクマタイト, 地質雑, **62**, 114～115.

34) 外崎 与之 (1956b): 日高国目黒地方にみられる輝緑岩について, 岩礦, **40**, 70～82.

35) 渡辺岩井・外崎与之・牛来正夫 (1953): 北部阿武隈高原東北地域の地質 (其の4), 東京教大地鉱研報, **2** 号, 69～78.

36) 山根 新次 (1911): 日高国南部及び十勝国広尾郡調査報告, 北海道鉱調, No.**4**, 71～105.

日高帯南端部の変成岩類について

第2部 岩質と化学組成について

舟橋 三男*・橋本 誠二*・浅井 宏**・猪木 幸男****・
外崎 与之***・木崎甲子郎*・広田 正一*****・春日井 昭**

(1955 年 11 月 24 日受理)

Gneisses and Migmatites in the Southern Extreme Region of the Hidaka Metamorphic Zone, Hokkaidô

Part II On the Petrographical and Chemical Characters of the Metamorphics

Mitsuo Funahashi, Seiji Hashimoto, Hiroshi Asai, Sachio Igi, Yono Sotozaki, Koshiro Kizaki, Shoichi Hibota and Akira Kasugai

(Abstract)

In this paper, the petrographical and chemical characters of the metamorphic rocks developed in this region are described. The rock species descriminable in the present study are as follows.

a) hornfels, b) schistose hornfels, c) banded gneiss, d) plagioclase porphyroblast biotite schist, e) plagioclase porphyroblast biotite gneiss, f) gneissose migmatite, g) cordierite migmatite, and h) granitic migmatite

The extent of distribution of each rock species is within its own definite space as a rock zone in the field and, in general, constitutes the structural unit of the area.

It is considered that all the rock species were derived from argillaceous sediments. However, their geochemical features show serious deviative culminations in some parts. The chief characters of them are the desilication and the enrichment of alumina at the banded gneiss zone (Fig. 9, Fig. 10).

Ⅰ. はしがき
Ⅱ. 岩質について
Ⅲ. 化学組成・量比その他について

Ⅰ. はしがき

日高帯南端部にみられる変成岩類の総括的な報告の第2部として，こゝに岩質や化学組成を中心とした記述を行いたい。

第1報には，この地域の変成岩類は，いくつかの岩帯としてまとめられ，それらが並行して分布す

* 北海道大学理学部地質学鉱物学教室
** 北海道学芸大学札幌分校
*** 北海道学芸大学函館分校
**** 通産省地質調査所北海道支所
***** 東京教育大学理学部地質学鉱物学教室

ることをのべた。このひとつの岩帯には，いろいろの岩質のものがふくまれているが，定まつたひとつの岩質をしめすものが，その大部分をしめ，それに入りまじる異つた岩質のものも，多くは，それに隣る岩帯の主体岩質に類するものである。また，それぞれの岩帯は，この地域の地質構造の単元となつている場合が多くみられ，岩質と地質構造とが密接に関係しあうことをしめしている。

II. 岩 質 に つ い て

この地域にみられる変成岩類は，そのほとんどが泥質・砂質堆積岩より変成されたものであるが，けつして単調なものではなく，多様な性質をしめしている。そのうち，どのようなものをとりあげて，独立の“単位”とし，地質図上にあらわすべきか，という点が地質図を作るにあたつてわれわれの大きな問題であつた。これについて，はじめは，たんに感覚的な区分が用いられていたが，われわれの体験が深まるにつれて，はつきりした分類規準をたてることが必要となつてきた。

われわれが独立の単位としてとりあげ，主要な岩質とみとめるものは，これまで行われている記載岩石学の分類規準に外れるものではない。しかし，それに加えてひとつの重要なことは，そうした岩質をしめすものが，この変成帯の中である定まつた拡りをもつて分布し，構造的な単元を構成しているという事実である。こうした構造単元のうちにはせまい範囲にちがつた岩質が多くあらわれているが，それは決してとびはなれた性質のものではなく，中心的な岩質の変種とみられるものである。この中心的な岩質をとりあげて，5万分の1地質図のできた現在における，この地域の“**岩石種**”**(rock species)**とした。

こうした見方から，この地域の岩石種として，つぎのようなものがあげられる。これを定めるためには，筆者らのそれぞれの担当地域の資料をもちより，かなりの長い討論を要した。

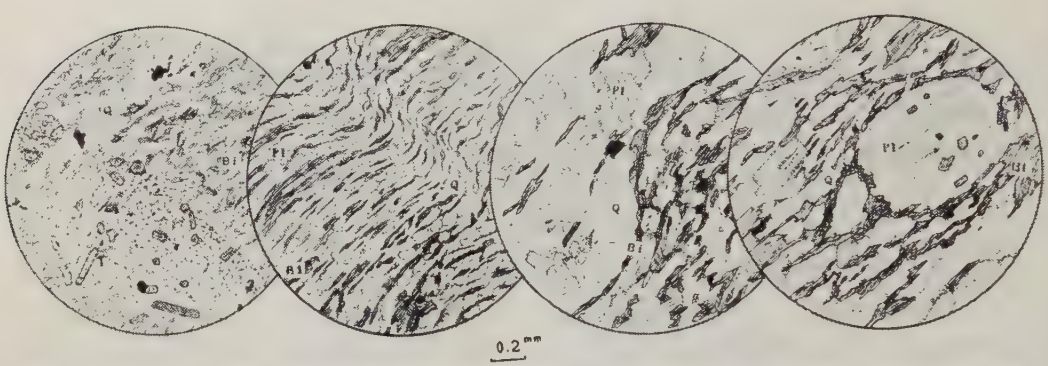
a) ホルンフェルス，b) 片状ホルンフェルス，c) 縞状片麻岩，d) 斜長石斑状変晶黒雲母片岩，e) 斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩，f) 菫青石ミグマタイト，g) 片麻岩質ミグマタイト，h) 花崗岩質ミグマタイト，i) 角閃岩類

それぞれの岩石種は，さきに述べたような帯状分布をしている。つぎに，それらについて記載する。

a) ホルンフェルス（第1図）

この地域のホルンフェルスは，おもに，音調津から目黒・庶野にわたる海岸地域に分布する。それは，日高層群の細粒砂岩・粘板岩を源岩とし，変砂岩・変粘板岩ともいえる再結晶不完全なホルンフェルスに漸移している。大部分が黒雲母ホルンフェルスであり，源岩の石英や長石粒やその膠結物の間に黒雲母の微片が雲状にできているものである。したがつて，堆積のこまかな縞目などはよく残されている。完全に再結晶したホルンフェルスは，おもに片麻岩帯の近くに見られるが，花崗岩や斑れい岩の接触部にも，小範囲に分布している。このホルンフェルスには，源岩の区別は失われ，均質な岩質となつている。そのうつりかわりのあたりで，黒雲母はあきらかな均質結晶となり，大小の砂粒が小さな再結晶鉱物にわかれ，岩石全体が均質な構造に近づくのがわかる。このホルンフェルスは一般に 0.1 mm 前後の等粒構造をしめす。斜長石は，An%＝30～35，黒雲母は X＝淡褐緑色，Y≒Z＝褐色；γ＝1.638～1.642，他の岩石種のものにくらべ赤味に乏しい。副成分として，白雲母・燐灰石・電気石・風信子鉱・磁硫鉄鉱・磁鉄鉱がある。そのほか，柘榴石・電気石・菫青石を含むものが局所的に見られる。

石灰質団球について：日高層群の砂岩層中には，灰白色の石灰質団球を多く含む部分がある。この団球の小さなものは，長径 5 cm ほどの楕円形をつくるが，なかには，厚さ 20～30 cm の石灰質砂岩層とよぶべきものまである。多くは，堆積面に沿つてならんでいる。ホルンフェルス化作用を受け



第1図　ホルンフェルス　Q：石英，Bi：黒雲母，T：電気石

第2図　片状ホルンフェルス　Pl：斜長石

第3図　縞状片麻岩

第4図　斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩

ると，石灰質団球は，母岩との境いめに緑青色の縁辺帯をあらわし，中心部は灰白色となり，明瞭な累帯構造を持つ。標式的な露出地は，音調津・日黒間のルベシベツである。石灰質団球の熱変成に関しては，鈴木醇 (1934)[57][77]による詳しい報告がある。変成した中心部は斜長石・透輝石・石英・単斜ゆうれん石・磁鉄鉱からなり，周縁部は斜長石・透輝石・石英・単斜ゆうれん石・角閃石・黒雲母・磁鉄鉱からなつている。鈴木はこの各帯を熱による拡散の例であるとのべ，石灰質団球は母岩の変成の程度にくらべ，いちじるしく進んだ変成度をしめし，選択変成作用のよい例であるとしている。

b)　片状ホルンフェルス

音調津より庶野にわたる地域では，片麻岩に近接するホルンフェルスには，その均質な基質のうちに一定の方位に配列する大きさ 1 mm 位の黒雲母の偏平な点紋（微細黒雲母集合体）が認められる。この点紋のならぶ方向は，ホルンフェルスにのこる堆積の縞目に並行するが，一部には斜交する場合も見られる。基質は，完全に再結晶した 0.1 mm 位の等粒・無方向性のホルンフェルスの場合が多い。より片麻岩に近い地域では，その基質にもいちじるしい並行組織が見られる(第2図)。部分的には，剪裂帯に沿つて黒雲母片岩のように片理をあらわし，剝理性がいちじるしくなつているものもある。猿留川支流の，登りの沢上流にみられるものは，強い方向性があり，その片理に沿い，うすい優白部を生じ，細かな白黒の縞ができている。この岩石は縞状片麻岩に漸移する。ニカンベツ川上流部などに，変成帯の中央部を占め，ひろく分布する片状ホルンフェルスは，粗粒で組成鉱物は 0.5 mm 内外となり，また，しばしば優白質部と優黒質部の交互した縞状組織をしめしている。しかし，そうした並行組織をもつにもかゝわらず，片理・剝理性をもつものが少く，一部には，黒雲母の点紋をともなう。

西側では，幌満附近およびそれ以北に，上述のものとはちがつたものが見られる。これらの鉱物組合せは同じく斜長石・黒雲母・石英であるが，黒雲母の点紋を持たず，斜長石は，小さな斑状変晶様に発達している。その基質にはわずかながら並行組織がみられる。An%＝30± 黒雲母，X＝淡褐緑色，Y≒Z＝赤褐色，γ＝1.637～1.643。副成分として，正長石・白雲母・磁硫鉄鉱・磁鉄鉱を含む。

c)　縞状片麻岩（第3図）

これは，変成帯の東側にひろく認められる片麻岩である。やゝ粗粒 (0.5～1 mm) の石英・斜長石を主とした優白質部と，主に黒雲母よりなる優黒質部が 1～2 mm ごとに互層して，縞状構造をつくつている。片理はあきらかで，並行組織もいちじるしいが，優白縞は不規則に膨縮してちぎれ，入りくみあつている。部分的に，微褶曲をしめしている。

この岩石の構成鉱物は，石英・黒雲母・斜長石・正長石で，その他白雲母・菫青石・珪線石（繊維状）・燐灰石・磁鉄鉱・磁硫鉄鉱などを伴う。斜長石の An% は，優白部で 25−35，優黒部では 35−45 である。黒雲母は，X＝淡緑褐色，Y≒Z＝赤褐色，γ＝1.634～1.642。

d）斜長石斑状変晶黒雲母片岩

これは，西側の地域のみにみられるもので，衝上断層と，片状斑れい岩帯との間にはさまれた，巾1～2kmの岩帯をつくり，大泉より北方の地域にわたつて分布している。これの南部は片状ホルンフェルスへ移過する。組織は均質であつて，片麻岩のような白黒の縞状組織はみられない。斜長石の斑状変晶が多く，片状がいちじるしい岩石で，剥理面にあきらかな線構造がしめされる。1 mm 内外の斑状変晶斜長石は，卵形となつてのび，ときには破砕されている。基質は 0.1 mm 内外のいちじるしい並行組織をしめし，波状にうねる黒雲母と，その間を埋める石英・斜長石≫正長石からなる。組成鉱物の性質は片麻岩のそれとだいたい同じである。

e）斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩（第4図）

この岩石は，変成帯の西側に，片状斑れい岩の東側に接して，それと並行する岩帯をつくる。この片麻岩は，斜長石の斑状変晶をふくむことが特徴である。この岩帯では各所に片麻岩の片理にそつて，縞状に，あるいは，数mの厚さの帯をつくつて斜長石の斑状変晶（2～3 mm）がとくにいちじるしく発達し，全体としてミグマタイト様の粗粒岩になつている部分もみられる。この斜長石は，やゝ基性で，An%＝35～40 である。ときに，石英に乏しく黒雲母の多くなる部分があり，そこには灰緑色角閃石を少量認めることがある。黒雲母は，X＝褐黄色，Y＝褐色，Z＝赤褐色，γ≒1.640，その他に，柘榴石・燐灰石・磁硫鉄鉱・磁鉄鉱を副成分とする。

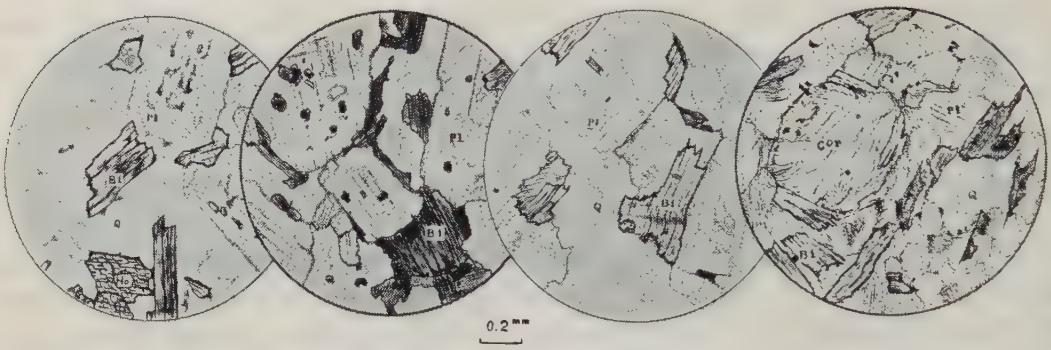
f）片麻岩質ミグマタイト

猿留川中流部の菫青石ミグマタイトの中にはさまれて分布する片麻岩は，上にのべた縞状片麻岩と異つている。縞状部のほか片状ホルンフェルス質，片麻状菫青石ミグマタイト質の部分がこまかくいりまじつて片麻岩様の組織をしめし，ひとつの岩帯を作つている。そしてこの帯には，最大 5×3 cm の珪線石や 7×5 cm もある菫青石など特殊な鉱物が発達している*。このような例は，ほかの岩帯には見られない。

g）菫青石ミグマタイト（第8図）

この種のミグマタイトは，変成帯南端部では，もつともひろく分布するものである。菫青石をふくむことを特徴とし，散点する灰緑色のそれは肉眼でも認められる。1 mm 前後の斜長石・石英・黒雲母からなる，やゝ灰青色を帯びた白色の中粒塊状岩であるが，部分的に方向性のあるところがある。また，このミグマタイトは包含物が多く，不均質な岩石である。包含物は細片のものから 15 mm 前後の大きの片麻岩塊や石灰質団球が数多く，その他，いたるところに，シュリーレン状の黒雲母集合体や球状の石英溜を持つている。片麻岩とは，やゝ急激にうつり変つていることが多いが，片麻岩が破砕片状に散乱し，その間をぬつて菫青石ミグマタイトが網目状に拡つている場合も見られる（第1部第3図）。この岩石の構成鉱物は，斜長石・石英・黒雲母・正長石と菫青石を主とし，白雲母・燐灰石・風信子鉱・榍石・珪線石・柘榴石・磁鉄鉱・磁硫鉄鉱を伴う。正長石は他鉱物間を埋めて成長し，一部では斜長石を交代し，またまわりにミルメカイトを作つている。斜長石は，An%≒30。黒雲母は，X＝淡褐色，Y＝褐色，Z＝赤褐色，γ は 1.643～1.647 の範囲にある。

* 外崎与之（1955）：ひだか猿留川域の珪線石・菫青石の斑状変晶を含む片麻岩質ミグマタイト（短報），地質雑，**62**，725.



第5図　花崗岩質ミグマタイト
Ho: 角閃石

第6図　花崗岩質ミグマタイト
(斜長石斑状変晶)

第7図　花崗岩質ミグマタイト
(優白質)

第8図　菫青石ミグマタイト
Cor: 菫青石

第1表　本地域変成岩類の化学成分

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)
SiO_2	64.67	65.39	59.61	60.40	67.50	64.76	64.92	60.12	62.44	66.96	63.33	67.71
TiO_2	0.49	0.50	0.63	0.56	0.55	0.48	0.60	0.60	0.52	0.38	0.71	0.35
Al_2O_3	13.51	12.78	16.03	15.57	16.48	14.35	18.01	15.83	15.43	15.47	14.76	10.81
Fe_2O_3	1.25	3.81	4.91	1.89	2.61	1.46	0.43	2.28	2.56	2.57	0.28	0.64
FeO	7.93	4.64	7.59	4.78	3.19	6.86	5.14	5.94	5.27	3.68	7.14	8.47
MgO	2.11	3.75	2.85	3.54	1.58	2.57	2.43	3.02	3.25	2.32	2.52	3.69
CaO	2.96	2.30	4.69	4.02	2.85	3.10	3.64	3.42	4.18	2.41	3.52	3.97
Na_2O	2.83	2.61	3.84	4.62	2.16	2.64	2.84	4.34	2.93	3.72	3.55	3.99
K_2O	1.60	1.94	0.52	2.13	1.38	1.61	1.98	3.40	0.87	1.92	2.78	0.19
$H_2O(\pm)$	2.60	2.53	—	2.49	1.37	1.07	0.74	1.01	2.04	2.92	1.69	1.51
Total	99.85	100.15	100.67	99.00	99.67	99.90	100.73	99.96	99.49	100.81	100.28	101.16

Analyst　山　下　淑　枝

第2表　各岩石の化学成分のニグリ値

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)
Si	252	251	192	201	270	255	243	197	222	268	229	244
al	31	29	31	30.5	43	33	40	30.5	32	36.5	31.5	23
fm	42	47	47	36	31	41	31	37	40	34	36	47
C	12	9	17	14	13	13	14.5	12	16	10	14	15.5
alk	15	14	13	19.5	13	14	15	21	12	19	19	14.5
qz	92	95	40	23	118	99	83	13	74	92	53	86

(1)　ホルンフェルス (No. 9)
(2)　ホルンフェルス (0-267)
(3)　片状ホルンフェルス (0-306)
(4)　〃　(0-262)
(5)　黒雲母片岩 (No. 14)
(6)　斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩 (No. 5)
(7)　縞状片麻岩 (0-220)
(8)　〃　(0-573)
(9)　菫青石ミグマタイト (0-205)
(10)　〃　(0- 23)
(11)　花崗岩質ミグマタイト (斑状) (2025)
(12)　〃　(粗粒)

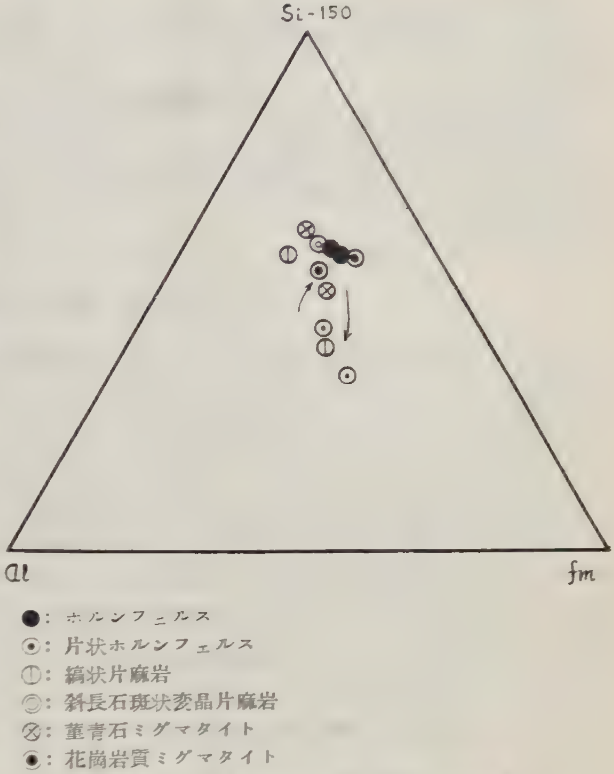
h) 花崗岩質ミグマタイト（第5図）（第6図）（第7図）

これは，この地域のほぼ中央地帯に雁行したいくつかの岩体となり，そのひとつは，片麻岩帯と菫青石ミグマタイト帯にまたがつて分布している。花崗質ミグマタイトの周縁の漸移するあたりの岩石には，とくに斑状構造を持ち自形性の強い斜長石斑状変晶（2.5 mm）がいちじるしく発達する。また，より粗粒な岩石は，組成鉱物が 2 mm 前後のものとなり，不規則な形で発達し，岩体内の各所にみられる。

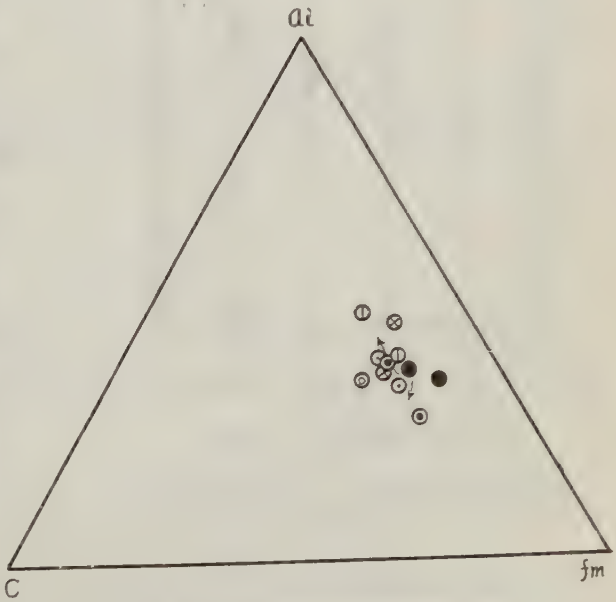
おもな鉱物は，斜長石・石英・黒雲母・正長石で，他にくらべて正長石の量が多い。その他に，一部には，角閃石を含むものがある。斜長石は累帯構造をしめし，An%＝35。正長石は，菫青石ミグマタイトと同様に斜長石を交代し，ミルメカイトを作る。また一部にはパーサイト構造をしめすものがある。黒雲母はX＝淡緑褐色，Y≒Z＝赤褐色，γ＝1.644～1.648。

i) 角閃岩類

この種の岩石は，泥質または砂質堆積岩起源のものにくらべると，きわめてまれにしか見出されない。これらは，均質な構造を持ち，一方向によくのびた平行組織をしめす。緑色角閃石と，An-[illegible]の斜長石，ときに透輝石などからなる。部分的に黒雲母があるが，之はミグマタイト化作用のひとつのあらわれとみられる。片麻岩帯では，均質な角閃石片岩の性質をしめすが，ミグマタイト帯の内部では，基性斜長石を主とする白色脈が縦横に走り，その間に並行組織をよく保存した角閃岩塊が散乱するメタテキシス（metatexis）的な岩石となつている。しかし，その分布はあきらかに，元来層状岩であつたことをしめしている。



第9図　ニグリ値による（Si-150）-al-fm 図



第10図　ニグリ値による al-c-fm 図

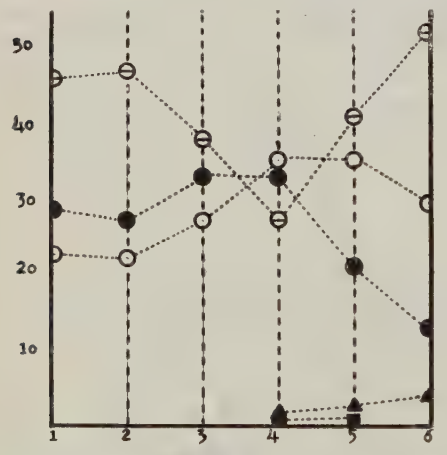
この地域には，以上のほかに各種の脈岩類がみられる。これは輝緑岩および半花崗質のものである。輝緑岩類には変成を受けて角閃岩化したものもあり，その迸入は変成前から後にわたり何回かの迸入期が考えられる。

半花崗岩質岩脈は，多くはミグマタイト類に伴つて産しているが，輝緑岩岩脈と同様に構造線あるいは破砕帯にそつて迸入していることが多い。一部はペグマタイト質になることもある。おもに，石英・斜長石とともに多量の正長石からなり，黒雲母・白雲母を伴い，ときに，柘榴石・燐灰石・電気石などを含んでいる。

III. 化学組成・量比その他について

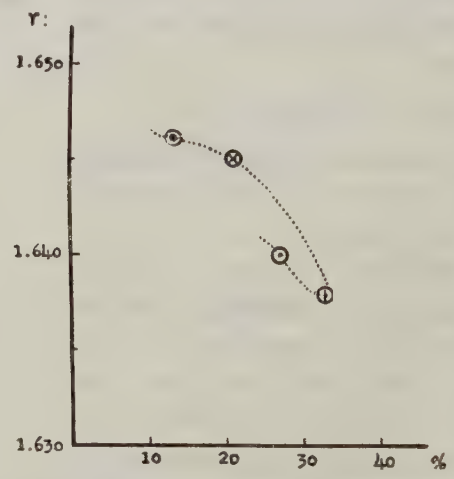
上にのべた岩石種が，それぞれどのような化学組成をもつているかを知ることを目的として，代表的な資料をとつて，化学分析を行つた。第1表にそれをしめす。

またそれらのニグリ値を，(Si-150)-al-fm，al-c-fm の三角図表に投影し，第9図，第 10 図とした。資料の採取点がこの地域内で，ちらばつているので，この分析値を用いて，たとえば，片麻岩がミグマタイトに変つた場合そこに行われる成分移動の具体的な過程を論ずることは出来ないか，それぞれの岩石種の概括的な相互関係について多少の傾向性を問題にすることは許されるであろう。ひとつの岩石種の化学組成上の特質は，これまでのべてきた野外の関係からみても，その源岩の化学組成にもとづくものではなく，むしろ変成作用のひとつのあらわれであると考えられる。そうした点で第9図*・第 10 図にしめされる成分関係図から，片状ホルンフェルスと縞状片麻岩に脱珪酸作用がいちじるしく，al が富化されることが認められる**。そのほか，菫青石ミグマタイトから花崗岩質ミグマタイトにかけて，fm の増加の傾向が多少しめされている。また縞状片麻岩が K_2O に富んで



●：黒雲母　⊖：斜長石　■：白雲母
○：石　英　▲：カリ長石

第 11 図　鉱物量比による変化図
1. ホルンフェルス，2. 片状ホルンフェルス，3. 斜長石斑状変晶片麻岩，4. 縞状片麻岩，5. 菫青石ミグマタイト，6. 花崗岩質ミグマタイト



第 12 図　黒雲母の屈折率とその量比との関係
◉：花崗岩質ミグマタイト
⊗：菫青石ミグマタイト
①：縞状片麻岩
⊙：片状ホルンフェルス

* (Si-150) は図示の便宜上設けたものである。
** このことは札内川上流の片麻岩類についてもおなじである。木崎甲子郎 (1953)

いることは，同時に黒雲母の量の多いことと関係するものとみられる。

第 11 図は，各岩石種の鉱物量比の変化図である。縞状片麻岩では斜長石の量が他に比べていちじるしく少く，石英・黒雲母の量が増していることが注目される。

また，第 12 図は，黒雲母の屈折率とその量との関係をしめしたもので，もっともその量比の大きい縞状片麻岩で屈折率が最低であるという興味ある結果が出ている。これは，縞状片麻岩の黒雲母は，他のミグマタイト類に比べて，al の量の高いこと（木崎甲子郎，1953）と考え合わせるべきであろう。

以上のことから，縞状片麻岩はミグマタイト化作用の過程の中で，ひとつの地球化学的な極値をしめすものである*。

---

* このことは後述する構造運動についても同様である．

分 級 機 構 に つ い て

——堆積機構の基礎的研究 (その 7*)——

木 村 春 彦**

(1955 年 12 月 9 日受理)

Mechanism of Sorting

——A Fundamental Study of Sedimentation (Part 7)——

Haruhiko Kimura

(Abstract)

In this paper, the theoretical and experimental studies on the size sorting of grains by traction are mainly described, and the following points are clarified.

(1) The sorting may be classified conveniently into three stages. In the first stage of the sorting, sediment grains are sorted by the differences of the critical current velocities required for their movements. The second, the moving grains are sorted by the differences of the manners of their movements (for instance, suspension and traction). The third, the grains carried in suspension and traction are sorted respectively by the differences of their settling velocities and those of their traction velocities.

(2) The results of these sorting actions are dependent on the nature of flow.

(3) Under uniform steady flow, in general, Md and So of the grains carried by traction increase in the direction of this flow.

(4) Under non-uniform steady flow, in general, Md and So of the sediment decrease in the direction of this flow.

(5) Under unsteady flow, if the rate of the declination of the current velocity is large, Md increases in the direction of this flow; if the rate is small, Md decreases in the same direction.

(6) Under reciprocating flow, if the current velocities are small, the lateral distribution of the grain sizes in the sediment produced by the traction shows a symmetrical tendency about the center of this flow; in this case, Md increases near both wings of this sediment.

(7) In the sediment produced by the grains dropping down along a slope, in general, Md increases in the lower direction of this slope and the surface of this sediment.

These above-mentioned results will be useful to presume the nature of flow by means of the size analysis of sediments.

* この論文は 1954 年 6 月 12 日に関西支部総会において「転動堆積物の粒度分布型」として発表したものの一部および 1955 年 4 月 5 日に第 62 年会において「分級機構について」として発表したものに補足を加えてまとめたものである.

** 京都学芸大学地質研究室

ま え が き

前論文[1]までは主として堆積粒子の運動およびその結果生ずる集合粒子の堆積形状について述べてきたが，本論文においては，研究をさらに一歩すゝめ（単層の粒度分布を規定する要因としての）分級作用が粒子の種々の運動を通じてどのように行われるかを明らかにするのを目的とした。そのため筆者のいままで行ってきた研究[1]にもとづいて，分級機構の体系的な考察を行い，その結果を実験的に検討するとともに若干の野外資料[2]と比較した。

1. 0. 分級（淘汰）についての一般的考察

単層的段階における堆積物の堆積形状の特徴は，粒子の運動型によって，沈澱式堆積物・渦流式堆積物[3]・転動式堆積物の3つに大別できる[4]が，これらの堆積物がどのような粒度配列や粒度分布を持つかということは，その堆積物が堆積するまでにどのような分級をうけたかということに密接な関係がある[5]。ここではこのような観点から，すでに得てきたような粒子の運動に関する基礎的な諸法則[1]を用いて，転動堆積を中心とした分級機構を考察する。

1. 1. 分 級 過 程 の 3 段 階

分級は粒子の運動によって行われるのであるが，粒子の挙動を基準にとると，分級過程は便宜上つぎのような3つの段階に分けて考えることができる。この3つの段階をそれぞれ仮に第一次・第二次および第三次の分級と呼ぶことにする。

いま流水中の粒度の分級[6]を例にとると，まず分級の第一段階は，その堆積の場の底流速 V によって，(第 32 図[7]の④のように) 運動をし得る粒子と運動をし得ない粒子とが分離されることによって始まる。この場合どのような粒度の粒子が運動し，またどのような粒度の粒子が運動し得ないかということは，まえにも示したように，底面粗度[5]や縦流速分布[8]の状態によって異なる（底面粗度が小さくかつ水深の大きい場合は必ずしも粒径 d の大きな粒子が残留するとは限らない[9]ことは注意を要する)。このように d の大きさに対する転動限界流速[9]（または浸蝕限界流速[7]）の相異によって行われる分級が第一次の分級である。

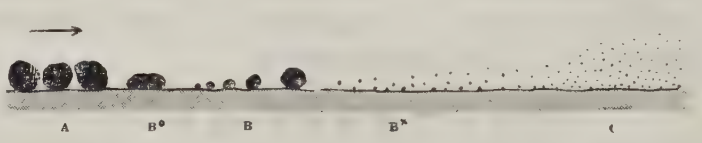
第一次の分級によって分離されて運動している粒子，すなわち下流に供給される粒子は，つぎにその運動型[7]の相異によって，さらに高次の分級を受ける。すなわち浮游の状態で運ばれる微粒子と底

---

1) 堆積機構の基礎的研究（その 1)～(その 6) 参照——参考文献 (5)～(10)
2) 詳細は（その 8）で示す.
3) (その 6) 参照.
4) (その 5) 参照.
5) Russell (1939) は分級の型を2つに分け，成層によってあらわされる型を "local" sorting，平面的な岩質の変化によってあらわされる型を "progressive" sorting と呼んだ——参考文献 (23) 参照——が，前者は筆者のいう沈澱および渦流式堆積物における，後者は転動式堆積物における分級の型にあたるものと考えられる.
6) 分級作用は粒度のみならず同時に形状や比重についても行われるが，粒度についての分級機構が明らかになれば，形状や比重に対する個有限界流速の相異から，分級に対するこれらの影響はある程度類推できるから，ここでは最も重要な粒度に関する分級に重点をおく——(その 2) 参照.
7) (その 4) 参照.
8) (その 2) 参照.
9) (その 3) 参照.

面を滑動・転動・躍動等（これらは広い意味での転動とみなすことができることはまえにも述べたとおりである[7]）の状態で運ばれる粗粒子とが分離される。これらの運動型のうち，浮游においては粒子は流速と同じ速度で運ばれるが，転動においては底面の摩擦抵抗のためにVより小さい速度で運ばれる（この場合両者間の境界粒度はVによつて多少異なるが，通常 0.1 mm 前後である場合が多いこともすでに述べたとおりである[7]）。このような，粒子の運動型の相異による分級が第二次の分級である。

第二次の分級によつて分離された浮游粒子と転動粒子は，それぞれ d に対する沈降速度[8]の差および転動速度[9]の差によつてさらにより高次の分級を受ける。すなわち前者の場合沈降速度は d の大きな粒子ほど大となるので，d の大きな粒子ほど底面近くにくる。また，後者の場合転動速度は（第 26 および 27 図で示したように），一般に d の大きな粒子ほど大となる[10]ので，d の小さい粒子は次第に遅れて後に残る（第 32 図[7]の⑤はこの状態に相当する）。このような沈降速度および転動速度の相異によつて行われる分級が第三次の分級である。



第 72 図　流水による粒度の分級過程
（模式図：粒子の大きさは粒度を相対的にあらわす）
A：残留粒子，B°：滑動粒子，B：転動粒子，B×：躍動粒子，C：浮游粒子

第 72 図は，以上のような分級過程を示すために，第一安定粒度[9]以下の粒子の d の配列を模式的に現わしたものである。

この図のAは第一次の分級によつて残留した粒子群，B°・B・B×およびCはそれぞれ第二次の分級によつて分離された滑動・転動・躍飛動[9]および浮游状態の粒子群である。なおBおよびCにおいてはそれぞれ転動および浮游粒子の第三次の分級状態をも示してある。

以上述べたような第一次～第三次の分級過程においては，もしVの減衰があれば，浮游粒子にあつては乱流の減少にともなう揚力の低下により，また，転動粒子にあつては掃流力の減少により，それぞれ沈降速度[8]および堆積限界流速[9]の大きい粒子から逐次堆積するわけであるが，この場合Vの減衰率が大であれば堆積速度も大となつて分級度[11]は低くなり，またVの減衰率が小であれば堆積速度も小となつて分級度は高くならねばならない。したがつて堆積物の平均粒径が外見上似ているような場合でも，流況が異なればその流況の変化に対応する分級度の相異が存在して[12]，その相異は流速の変化に影響され易い転動粒子の第三次の分級の結果において顕著にあらわれるはずである。（以下単に第三次の分級という場合は転動粒子のそれを指すことにする）。

なお以上のような分級過程（特に転動の過程）においては，底面の粗度[8]や転動粒子の磨耗度が分級状態に影響をあたえることが考えられるので，つぎにこれらの影響について考察する。

10) 同一のVに対して転動速度の等しい d は2種以上存在する場合があるが，そのうち最小の d の粒子を除いては存在する確率が小さいことは（その 3）の **2.2.** において述べたとおりである．

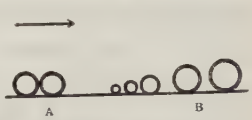
11) 分級の程度の表現方法には種々問題があるが，ここでは以下いわゆる淘汰のよいことを分級度が高い，淘汰のわるいことを分級度が低いということにする．（したがつて分級度が低ければ，偏差や淘汰係数は大となる．）

12) このことは粒度分析の結果を解析する場合に重要な意味を持つが，解析法についてはあとで別に検討する．

1. 2. 分級に対する底面粗度の影響

転動の個有限界流速 V_p[13] は (3) 式[8] で示したように底面粗度 d_r (≒底面粒子の d)[14] にほぼ比例して大となるが，このような，d_r によつて生ずる摩擦抵抗の影響は，第一次の分級のみならず，分級のすべての段階においてあらわれるべきである。すなわち d_r が小であれば（それだけ摩擦抵抗も小さくなるので），分級の進行は促進されるが，一方 d_r が大であれば分級の進行は遅滞するはずである。

d_r が転動粒子の d より充分小さい場合は（もし第二安定粒度 d_{c2}[9] が存在しなければ），第一次の分級の結果，第一安定粒度 d_{c1}[9] の粒子が残留し，それ以上およびそれ以下の d の粒子が下流に供給されるような状態が生じ得る（第 19 図および第 25 図参照[9]）。第 73 図はこのような状態を模式的にあらわしたもので，Aは残留した d_{c1} の粒子，Bは d_{c1} 以下および以上の転動粒子を示す。



第 73 図　底面粗度の小なる場合における第一次の分級（模式図：円の大きさは粒度を相対的にあらわす）
A：残留粒子 B：転動粒子

この図のような分級が行われた場合は，下流において第一安定粒度すなわち 1.5～5 mm 程度の粒度の欠除を生じ，したがつて下流における堆積物の見掛上の分級度[15] は低くなることになる（このことは河川にしばしば見られるような2つの極大部を持つた粒度の頻度分布曲線の生ずる原因[16]の1つと考えられる）。

またもし d_r が転動粒子の d より充分大である場合は（たとえば d_{c2} が存在して，これが d_r としてあたえられるような場合），転動粒子は d_{c2} の大粒子によつて生ずる伴流に捕獲されて，その大粒子の間にはさまり，その結果そこの見掛上の分級度[15] はきわめて低くなる（第 29 図[7] 参照）。このように見掛上の分級度の特に低いのは伴流性堆積物の特徴で，この場合にも，しばしば粒度の頻度分布曲線において1つ以上の極大部を生ずることになる。伴流性の堆積物が多くなると，Vが増大して底面大粒子の転動限界流速 V_m[13][5] に達しても（もはやその大粒子は伴流による捕獲粒子自体によつて埋没され），流水の抵抗を受けるべき有効露出部を減少しているので，転動は困難となり，したがつて分級の進行は遅滞する。ただし V がさらに増大すると，伴流に捕獲されていた粒子は洗掘によつて逃れ去る[7] ので，分級は再び進行する。

以上のことから，d の大なる粒子が存在するところほど，粒子間の干渉が大となり，分級の進行がさまたげられるといえるが，このことは結局，転動式堆積物では概して大なる d の粒子が存在する場合ほど分級度が低いことを意味するものである（このような相関は堆積物についての従来の粒度分析例の報告[17]や筆者の行つた各種の現世堆積物の粒度分析結果[16]においても，一般的傾向として認めることができる）。

要するに，分級に対する d_r の影響は，d_r が分級度を規定し，さらにその分級度が d_r を規定するという相互関係において理解される[18]べきものと考える。

13) （その 1）参照.
14) まえにも述べたように，d_r は厳密には底面粒子の d に等しくはないが，便宜上ここでは $d_r=d$ とみなし，d_r としてあたえられる粒子が主に可動性である場合をとりあつかう——（その 2）の脚註 6）および（その 2）の7参照.
15) 分級度の低くない2組の粒度の粒子群が混合した場合で，たとえそれぞれの粒子群の分級度が高くても見掛上の分級度は低くなる.
16) 実例については後で別に検討する.
17) たとえば参考文献 (4) や (16) 等.（この外にも分析例を検討すればこのような関係を示す場合はきわめて多いものと考えている.）
18) このことは（その 2）の結論からも当然推定できるところである.

1. 3. 分級に対する磨耗作用の影響

粒子は転流にしたがつて磨耗 abrasion を受けるが，この磨耗作用およびそれにともなう円磨度 roundness の増加（すなわち角稜度 angularity の減少）は，粗度の低下とともに分級過程に対して促進的に作用するものと考えられる。

河床砂礫の d が下流ほど小さくなることはよく知られているが，かつて Sternberg (1875)[19]は，河川の下流に対する粒子の重量の減少（すなわち d の低下）を磨耗作用にもとづくものと考えた。その後 Daubrée (1879)・Anderson (1926)・Marshall (1929)・Thiel (1940) 等[20]の研究によつて，砂粒においては磨耗作用はきわめて小さいことが知られてきた（たとえば前記の Daubrée によると砂粒は 1km の流下につきその重量の 1/1000 を失うにすぎないという）。Sarminent (1945)[20]は小粒の円磨度が小さい[21]という事実から，下流に対する粒度低下の理由として破壊作用 breakage を重視しているが（筆者のいままでの観察では破壊作用が重要なのは主に河川の上流や支流の風化地帯特に崖錐地帯であつて，破壊作用の大部分はこのようなところで行われ，他の場所ではそれほど顕著でないようである），Plumley (1948)[22]・中山 (1952)[23]・Krumbein および Sloss (1953)[24]等は粒度の低下は主に[25] selective transportation によつて行われるといつている。このことは筆者のいままでの研究からも明らかであつて，堆積過程において selective transportation 以外のいかなる作用によつて運搬粒子の d が低下したとしても，粒子が堆積するかぎりは，V がその d の粒子の堆積限界流速 V_m'[9] に達したことを意味するのであるから，V_m' の相違による最終的な分級を必ず受けるのが当然である。このことはまた，すでに知られているように，河川の上流より下流の方が一般に分級度が高いという事実からもうらづけられる（すなわち分級度が高いということは分級作用を受けたということであつて，単なる磨耗作用や破壊作用のみでは説明できない）。

以上要するに，堆積過程においては，堆積粒度およびその変化を決定する最も主要な作用は分級作用であつて，磨耗作用や破壊作用は（運搬を通じて粒度の低下をもたらすことによつて分級作用の促進はするが），それらに対して二次的な作用にすぎないことは明らかである。

2. 分級状態を規定する要因としての流水の運動型

分級は粒子の運動によつて行われるが，粒子の運動が流体の掃流力によつて行われるときは，流体

19) 参考文献 (24) 参照.

20) 参考文献 (2), (20) 参照.

21) 小粒ほど円磨度が小さいことは従来ともよく知られている事実であるが，磨耗作用が摩擦によつて行われることから考えれば（摩擦力は d^3 に比例するから）当然で，特に d が 0.1 mm 程度以下では，円磨度が非常に小さいことが速水 (1941)・野満 (1947) 等の研究によつて知られている．——参考文献 (3)・(19) 参照——このような粒子は（その 3) の **3. 1.** でも述べたように主に浮游によつて運搬される（したがつて磨耗を受け難い）からであろう．（たゞし崩壊性の堆積物のような場合は大粒といえども円磨度が小であるのはもちろんであるが，そのほか粒子の輸送が主に滑動によつて行われる場合は粒子が偏平となるため，かえつて円磨度が小となることがある.）

22) 参考文献 (21) 参照.

23) 参考文献 (18) 参照.

24) 参考文献 (15') 参照.

25) Plumley は South Dacota の Black Hills の段丘堆積物の研究から，下流に対する粒度の低下の 75% は selective tramsportation により，他は abration や breakage 等によるといつているが（ただし上流における coase sand の長石含有量の減少は abration, breakage, weathering 等によるとみなしている．——参考文献 (21) 参照），Krumbein および Sloss は selective transportaion 90%, particle wear 10% といつている——参考文献 (15) 参照.

の運動型の異りに応じて分級状態も異るはずである。したがつて流体の運動型と分級状態との関係を明らかにすることは堆積物の粒度分布状態から堆積時の流況を推定するために重要である。以下ここではこのような関係を明らかにするための前提として，分級状態を規定する要因としての流体の運動型について考察を加える。

流体運動の基礎方程式は，Euler の示したように空間座標と時間が独立変数で，速度および加速度は空間座標と時間の函数として定められる。この場合速度ベクトルをU，加速度を $d\mathrm{U}/dt$ と書くと，Euler の式は次の如くあらわせる。

$$\frac{d\mathrm{U}}{dt}=\frac{\partial \mathrm{U}}{\partial t}+\frac{\partial \mathrm{U}}{\partial x}u+\frac{\partial \mathrm{U}}{\partial y}v+\frac{\partial \mathrm{U}}{\partial z}w \quad \cdots\cdots(56)$$

($u \cdot v \cdot w$ はそれぞれ $x \cdot y \cdot z$ 方向の速度成分)

いま簡単化のために流れが一次元 (x 方向) のみである場合について考えれば，$\mathrm{U}=u$ となり，v と w は0であるから (56) 式は，

$$\frac{du}{dt}=\frac{\partial u}{\partial t}+\frac{\partial u}{\partial x}u \quad \cdots\cdots(57)$$

となる。(57) 式において $\frac{du}{dt}=0$ なる場合は

$$\frac{\partial u}{\partial t}=0, \quad \frac{\partial u}{\partial t}=0 \quad \cdots\cdots(58)$$

または

$$\frac{\partial u}{\partial t}=-\frac{\partial u}{\partial x}u \quad \cdots\cdots(59)$$

$\frac{du}{dt}\neq 0$ なる場合は

$$\frac{\partial u}{\partial t}=0, \quad \frac{\partial u}{\partial x}\neq 0 \quad \cdots\cdots(60)$$

または

$$\frac{\partial u}{\partial t}\neq 0, \quad \frac{\partial u}{\partial x}=0 \quad \cdots\cdots(61)$$

または

$$\frac{\partial u}{\partial t}\neq 0, \quad \frac{\partial u}{\partial x}\neq 0 \quad \cdots\cdots(62)$$

である。

このように流体運動には (58～62) 式の場合が考えられる。しかしながら (59) 式の場合はきわめて特殊であり，また (61) 式のような場合[26] も自由表面を持つ流れでは存在しないから，結局自然の堆積の場に普通に実在し得る流体運動の型は (58)・(60)・(62) 式であるということになる。これらのうち (58) や (60) 式のように $\frac{\partial u}{\partial t}=0$ の場合は定流 (定常流)，(59) や (62) 式のように $\frac{\partial u}{\partial t}\neq 0$ の場合は不定流 (非定常流) であるが，定流にはさらに (58) 式のように位置によつて u が変化しない場合すなわち等流 (等速流) と (60) 式のように位置によつて u が変化する場合すなわち不等流 (不等速流) の別がある[27]。また不定流は，u が不規則に (無週期的に) 変化する場合と週期的に変化する場合とがある。以上 u の変化がある場合は何れにしてもその変化が加速的である場合と減速的である場合とがあるのはいうまでもない。

以上述べたような流水運動の種々の型およびそれらに相当する堆積の場の代表的な例を第 25 表に示す。

実際にはこれらの中間型や複合型があるのは勿論である。またこれらの例は流水の運動を巨視的に見るか微視的に見るかによつて異つてくる (すなわち時間や距離の単位を非常に大きくとれば，厳密な意味での定流はほとんど実在しないが，時間や距離の単位を非常に小さくとれば，多少流速の変動するような流れでも定流とみなす

26) この場合は断面一定の管水路において圧力が時間的に変化する場合に相当するが，このような人工的な場合以外にはほとんど存在しない．

27) 参考文献 (17) 参照．

第 25 表 流水の運動型およびその例

流体の運動型		流水の例	堆積の場
定流	等速定流	海流	外洋
	不等速定流	河口流	河口
不定流	無週期的不定流	洪水流	河原
	週期的不定流	潮汐流	内湾

ことができる)。ここでは単層的段階における堆積を問題としているのであるから，以下単層の堆積する程度の規模において考察する。

まず等速定流の例としては海流が主要なものであるが，定常状態の河川で河巾や勾配が一定しているようなところは局部的に等速定流であるといえる。

不等速定流には流れに直角の方向にVが変化する場合と流れの方向にVが変化する場合とがある。前者の例としては河川の彎曲部等がそれに相当し，また後者の例としては河口流のような流入水における減速流が主要なものであるが，湖沼や堰堤からの溢流のような加速流の場合もある（このほか河川における勾配や巾の急変部，本流と支流の合流部等も不等速定流である)。また定常状態の河川を全体として見た場合も，一般に下流ほどVが小さいゆえ，不等速定流とみなすことができる。

不定流は降雨時や洪水時の河川がその主要なもので，流れはその初期には加速的であり，後期には減速的となる。

週期的不定流は内湾または内海の潮汐流や汀線付近の磯波におけるように，水が往復運動を行うような場合が主要なもので，この場合たとえば潮汐流では，落潮時および漲潮時に加速的となり，低潮時および高潮に減速的となる。

以上のように，等速定流を除いては何れもVの変化が存在し，Vの変化は当然それに対応する粒度および分級度の変化をもたらすが，等速定流のようにVの変化が存在しない場合でも，粒子の流下によつて分級が進行するので，粒度や分級度の変化が生じ得る[27]。

3. 0. 流水の運動型と分級状態の関係

堆積粒子の分級状態は，前節で述べたような流水の種々の運動型に応じて，それぞれの特徴を持つことが予想されるが，以下ここではそれらの変化の特徴を動的にとらえるということに重点をおいて，流水の運動型と分級状態の変化（特に粒度の水平的な変化)[28]との関係に対して理論的な考察を加え，さらにその結果を実験的に検討する。

実験は #4～#200 の粒子（第1表[13]参照）を使用して，さきにも用いた 5 cm×300 cm および 2 cm×400 cm の大小の管水路[8]のほか，粗粒子の存在する場合は深さ 20 cm 巾 50 cm の開水路で行つた。この場合実験方法としては，水路に2種以上の#の粒子をほぼ等量ずつ供給し，種々の型の流水運動をあたえて，そこに生ずる分級状態を観察した[29]。以下それらの結果を流水の運動型ごとにそれぞれまとめて述べる[30]。

---

28) 通常堆積物における，d の水平的な変化はVの位置的な変化に，d の垂直的な変化はVの時間的な変化に，それぞれ対応するものと考えられているが，ここで問題としているような単層的段階の堆積物においては，堆積粒子の定着がないかぎり上のような対応関係は成立しない．

29) この場合粒子の大きさ d のみならず実験容器の大きさ l が実験結果（すなわち分級状態)に関係するが，Rouse (1949) によるとこの種の水理実験では大体 $l/d>100$ ならば l を省いて考えることができるというから，上記の程度の実験であれば実際の場合にあてはめてもさして危険はないと思われる．参考文献 (22) 参照．

30) d を変えても相対的な大小の関係が変らない場合は分級状態の個々の記載は省略して代表的なもののみをかゝげる．

3.1. 等速定流による分級

等速定流は l および t によつて V が変化しない状態であるから，このときの分級過程では第 72 図で示したような状態がそのままのかたちで進行し，同図の A・B°・B・B×・C の各粒子群は時間の経過とともに次第に大きく分離されていくことになる。

転動粒子すなわちB群の粒度の配列状態は転動速度 v_t によつて決定されるのであるから，(44) 式[9] の v_t から位置による d の相異を概略次のように求めることができる。すなわち粒子の場所の流速[9] v が一定ならば，

$$v_t \propto d^n, \quad \therefore \quad d \propto v_t^{1/n} \qquad \cdots\cdots(63)$$

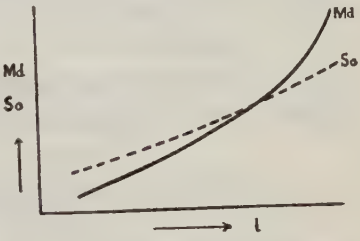
(ただし n は (2) 式で示したように存在する d の範囲によつて異なり，1/2～2 の値をとる)[9]

しかるに $v_t = l/t$ (l は距離，t は時間) であるから (63) 式は，

$d \propto (l/t)^{1/n}$ となるが，t も一定であるから，

$$d \propto l^{1/n} \qquad \cdots\cdots(64)$$

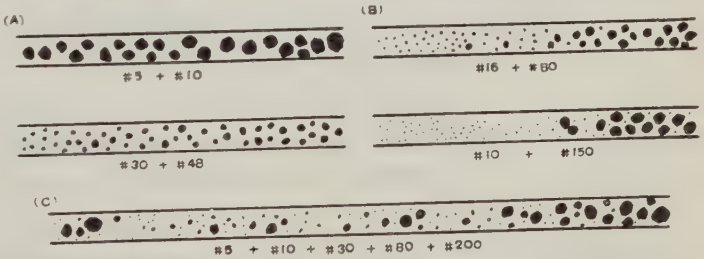
となる。第 74 図は (64) 式の意味を概念的にあらわしたもので，等速定流における転動粒度は，第三次の分級のはじまつた位置から流水方向に向つて対数曲線的[31] に大となり，したがつて，中位粒径 Md は下流ほど大となるゆえ，下流ほど分級度は低く (分級係数 So は大きく) なる[11]ことを示す (1.2. 参照)。



第 74 図　等速定流における転動粒子の粒径および分級の変化 (概念図)

つぎに上記の考察を実験的に検討するため，前記水路に，最大粒径 d_2 の粒子の転動限界流速 V_m° より大でかつ最小粒径 d_1 の粒子の躍動限界流速 V_s× より小さい V をあたえて，第 74 図の B 群における分級状態を観察した。第 75 図はこのような等速定流における分級の進行状態の例を示す。

第 75 図 (以下見易いように図は縦の縮尺は拡大し，横の縮尺は縮小してあらわしてある) の (A) 図および (B) 図から，粒径比 d_2/d_1 が大きいときは，大小粒子間の干渉[7] が少いので，d_2/d_1 の小さいときより，分級による粒度の分離が顕著であることがわかる。この場合砂漣粒度[4] (第 38 図[4] 参照) が存在するならば，分級がある程度進行すると砂漣が生じはじめる。砂漣を生ずると粒子運動のエネルギーは砂漣形成についやされて，その部分の v_t が低下し，同時に粗粒子も一部埋没される (第 44 図[10]参照) ので，分級の進行速度はおそくなる (このことは等速定流以外の場合についても同様である)。



第 75 図　等速定流における第三次の分級 (平面図，流向は左から右へ)
(A)：d_2/d_1 小なる場合
(B)：d_2/d_1 大なる場合
(C)：粒度がほぼ連続している場合

(C) 図は (A)・(B) 図の場合と同様の条件において各種の d の粒子を供給した場合で，(C) 図のように存在粒度の範囲が広いときは，運動の初期においては V_s×>V>V_m° なる状態は一律には

31)　この関係は全体としては非線型的であるが，ある粒度範囲内では対数曲線的であるという意味である．

現われず，#200 および #7～10 の一部の粒子に対してはそれぞれ $V>V_s$× および $V<V_m$° となつて分級は不完全となる。このような状態が生ずるのは #200 のような細粒子の一部が躍動によつて先行し[32]，他方 #7～10 のような粗粒子の一部が(第 27 図[9] の c～c′ のように)滑動によつて v_t を減少するとともに (**1. 2.** で述べたような) 粗粒子自体の粗度効果による相互干渉によつて上流に残留するからであろう。しかしながら上記のような一部の粒子を除いた他の粒子は，押寄せ[4] を形成[33] しながら分級され (分級の進行は (A) や (B) 図の場合より多少おくれるが)，時間の経過とともに粗粒ほど先行する。

以上，第 75 図の何れの場合にしても，第 74 図で示したような関係は定性的に認められる。したがつて，等速定流においては，主として d による v_t の相異が転動粒子の分級状態を決定することは明らかで，一般に下流ほど Md が大となり，かつ分級度は低くなる (このような粒度の配列は，次に述べるような不等速定流による分級結果と逆であることは注意を要する)。

3. 2. 不等速定流による分級

実際の堆積の場における不等速定流の例としては，平時の河口[34]のように V が l とともに減少する減速的不等速定流が最も多いので，ここでは減速的不等速定流 (以下単に不等速定流というときはこの種のものを指すことにする) による分級について述べる。

転動粒子の堆積は供給粒子に対する堆積限界流速 V_m' によつてきまるわけであるが，いかなる d の粒子がどの位置に堆積するかということは V の減少率に関係する。

いま流速 V なる流水が静水中に流入するときの不等速定流を考えると，V は下流に向つて対数曲線的に減少するので，この関係を近似的に，

$$V\propto l^{-m} \quad \cdots\cdots(65)$$

とする[35]。また d と V_m' の関係も第 24 図[9] から近似的に，

$$V_m'\propto d^{n'} \quad \cdots\cdots(66)$$

とおくことができる[36] (ただし $d<0.4$ mm では $n'\fallingdotseq 0.6$，$0.4<d<1.3$ mm では $n'\fallingdotseq 0.1$，$d>1.3$ mm では $n'\leqq 0$ となる)。

ところで粒子が堆積するときには，V がその粒子の V_m' にならなければならない。すなわち $V=V_m'$ となり，この場合 (65) 式は，

$$V_m'\propto l^{-m} \quad \cdots\cdots(67)$$

となる。したがつて (66)・(67) 式から d と l との関係を概略的に，

$$d^{n'}\propto l^{-m} \quad \therefore \quad d\propto l^{-m/n'} \quad \cdots\cdots(68)$$

であらわすことができる。

---

32) このように細粒が粗粒と混在するときは細粒の一部は粗粒の伴流によつて巻上げられるため，その躍動限界流速は (その 3) の第 26 図に示した場合より小さくなると考えられる．

33) このように押寄を形成するのは運動初期の分級度が低く，粒子間の干渉が大きいからである．

34) 平時の定常状態に近い河口は不等速定流とみなすことができる．しかしながら河口で堆積の行われるのは主として河川の増水時であるから，このときは不定流であるが，このときも t を小さくとれば不等速定流とみなすことができる．

35) この場合 m が大であることは V の減衰率が大なる壮年期の小河の河口のような場合に，m が小であることは V の減衰率が小なる老年期の大河の河口のような場合にそれぞれ相当し，全般的な分級度は後者の方が高いと考えられる．——**1. 1.** 参照．

36) 第 24 図は d と V_m との関係であるが，V_m と V_m' (この場合は V_{mII} と V_{mII}' に相当する) は (38) 式のようにほぼ平行的関係にあるから，n' も V_m 曲線から推定できる．——(その 3) 参照．

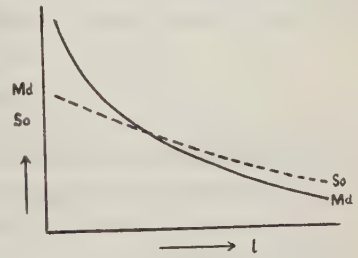
かつて GUICCIARDI (1930)[37] は沈砂池の効果をしらべる目的で，沈砂池 (50×6 m) における d (mm) と l (m) の関係を実測し，V=6～12 cm/sec・d=0.36～3.0 mm の範囲で，

$$d=19\,l^{-0.76} \quad \cdots\cdots (69)^{38}$$

なる実験式を得ているが，これは (68) 式の一例に相当するものであろう。

第 76 図はこの式の意味を概念的にあらわしたもので，$n'>0$ (すなわち供給粒子の d が d_{c1} 以下) の場合には，粒度は下流に向つて対数曲線的[31] に小となり，したがつて Md の変化率 (この場合は低下率) も小となるゆえ，下流ほど分級度は高く (So は小さく) なることを意味する[16][39]。

またもし $n'\leqq 0$ なる場合[40] は，第 20 図[9]のような順序で堆積が行われ，下流に V_m' の小さい粗粒子が供給されると，これらの粗粒子は単粒子として細粒子の間に混在して，見掛上の分級度[15]が低くなることになる。



第 76 図　不等速定流における転動粒子の粒径および分級の変化 (概念図)

以上のような考察を実験的に，検討するために，前記の管水路中の水に供給粒子の V_m° より大なる V をあたえ，これを開水路に流出させることによつて不等速定流を作り，そこにあたえられた種々の d の粒子がそれぞれ V_m' に達して運動を停止したときに生ずる分級状態を観察した。第 77 図はこのような不等速定流による分級状態の例を示したものである。

第 77 図　不等速定流による転動粒子の分級状態 (平面図，流向は左から右へ)

第 77 図のような状態に到る転動過程においては，粗粒子ほど一時先行するが，V が下流に向つて l とともに減少するので，粗粒子はあまり下流まで転動しないうちに V_m' に達して堆積する。一方細粒子は v_t が小さいので粗粒子よりおくれて転動していく。これらの細粒子は V_m' も小であるので，V がより小となる位置にまで転動を続行し，堆積するときには粗粒子を追い越してそれより下流に堆積する。その間に一部の細粒子は粗粒子の間隙に入り込んで転動を停止するので下流にまで達しないものを生ずる。このようにして堆積した結果を詳細に観察すると，第 77 図に見られるように，大体A・B・Cの 3 つの部分からなることがわかる。図のA部は最も早く堆積した部分で押寄せ状を呈し，主として #5～10 の粒子よりなるが，そのほか #30 および #80 の粒子を含み，分級度は最も低い。B部には主として #5～30 の粒子が混在するが (#5～10 の粒子は上流に多く，#30 の粒子は下流に多い)，この部分も分級度は低い。C部は大部分が #80～200 の分散した細粒子よりなり，全般的な分級度は高いが，部分的に少量の粗粒子の小集団を含むので，そのような部分では局部的に見掛上の分級度は低くなる。このように粒度の配列にやや乱れを生ずることはつぎのような理

---

37) 参考文献 (17') 参照.

38) (69) 式は (68) 式の $n'=0.1$, $m\fallingdotseq 0.76$ の程度に相当する.

39) KRUMBEIN (1953) は，California の Half Moon 湾における海岸砂の粒度分析の結果，粒子の運動方向に対して粒子の供給源からの距離が遠くなるほど Md は小さく Sorting がよくなることを認めているが，このことも (69) 式のような場合の例ではないかと考えられる．——参考文献 (15) 参照.

40) このような d_c 以上の粒子の存在する場合は実際の河口ではあまり多くないと考えられる．というのは d_c 以上の粗粒子の多くは既に上中流の d_r の大きな浅所において d_{c2} として堆積し，平時河口に供給されることは比較的少いはずであるからである．

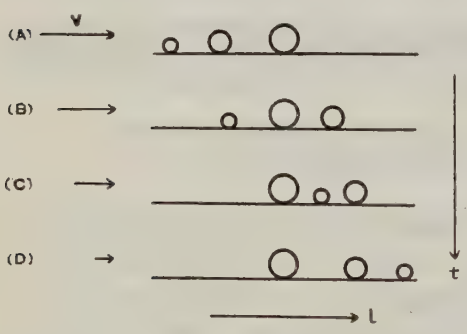
由によるものと考えられる。すなわち上流部に細粒子が残留するのは集合粗粒子の粗度効果[8]や伴流[7]の影響によるもので，また下流部に粗粒子が小集団として混在するのは，先着した遊離粗粒子が $V_{m'}$ の小さい d_{c1} 以上の単粒子[41]に相当するようになつたものが停止して後続粗粒子の転動に干渉するためであろう。

以上のように，第77図の粒度配列には多少の乱れが見られるが，これを全体的に見れば第76図に示したような傾向は定性的に認めることができる。したがつて不等速定流においては，主として d による $V_{m'}$ の相違が転動粒子の分級状態を決定することは明らかで，一般に下流ほど Md は小となりかつ分級度は高くなるということができる（ただし d_{c1} 以上の粗粒子が単粒子として下流にまで転動するときは，下流にも見掛上の分級度の低い部分を生ずる）。

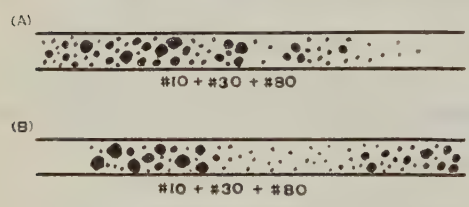
3. 3. 不定流による分級

実際の堆積の場における不定流の例としては，出水後の河川の場合のように，Vが l および t とともに減少する減速流の場合が最も多い。ここではこの種の減速的不定流（以下単に不定流といつたときはこの種のものを指すことにする）による分級について考察する。（加速的な場合の分級は第32図[7]に示してある）。

不定流においてはVが t とともに変わるので，Vの t に対する変化率（この場合は減衰率）$\partial V/\partial t$ の大小によつて，転動粒子の粒度の配列や分級状態が大きく影響されることが予想される。



第78図　不定流における転動粒子の分級順序
（模式図，円および矢印の大きさはそれぞれ粒度および流速を相対的にあらわす）



第79図　不定流における転動粒子の分級状態
（平面図，流向は左から右へ）
(A)：$\partial V/\partial t$ の大なる場合
(B)：$\partial V/\partial t$ の小なる場合

第78図は t の経過とともに生ずる転動粒子の粒度の配列状態を，d_{c1} 以下[40]の大中小3種の d の粒子が供給された場合について，模式的にあらわしたものである。最初Vの減衰が少くて，まだ全粒子が転動しているときは等速定流の場合に近い状態を示し，(A)図のように d の大きな粒子ほどその大なる v_t によつて先行する。ついでVが減衰して粗粒子の $V_{m'}$ に達すると粗粒子は停止し，(B)・(C)図のように小粒子のみが転動を続行する。Vがさらに減衰すると中粒子は $V_{m'}$ に達して停止するが，小粒子は（D）図のように転動を続行して最下流に位置するようになる。以上は $\partial V/\partial t$ が比較的小なる場合であるが，もし $\partial V/\partial t$ が大であれば，分級は（D）図の状態にまで進行せず，(B)または（C）図の状態で停止し，$\partial V/\partial t$ がさらに大となれば（A）図の状態のまま終る。したがつて不定流においては $\partial V/\partial t$ が小ならば d の小な粒子が下流に，$\partial V/\partial t$ が大ならば d の大なる粒子が下流にくることになる。

第79図は上記のような考察を検討するために，前節の場合と同様の装置に d_{c1} 以下の粒子をあたえて行つた実験例で，第79図の（A）は $\partial V/\partial t$ の比較的

41) すなわち第24図の V_{mI} に相当する——(その3) 参照.

大なる場合，同図の（B）は $\partial V/\partial t$ の比較的小なる場合を示す。これらはそれぞれ第78図の(B)・(C）の場合に近い状態に相当し，前者より後者の方が分級度が高いのがわかる。なお第 78 図の（A）および（B）に相当する実験例はそれぞれ等速定流（第 75 図）および不等速定流（第77図）の場合に似た状態を示すが，それらの場合より分級度は低くなる。

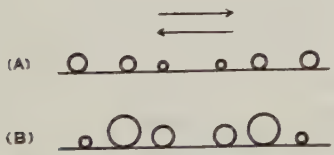
以上のように不定流においては，t による V の減衰率の大小によつて粒度の配列および分級度が異る。すなわち一般に V の時間的減衰率が大であれば下流に大なる d の粒子が，時間的減衰率が小であれば下流に小なる d の粒子が堆積し，分級度は後者の場合の方が高くなる。したがつてこのような不定流においては，下流ほど粒度が小でかつ分級度が高いとは限らないことは注意を要する。

3. 4. 週期的不定流による分級

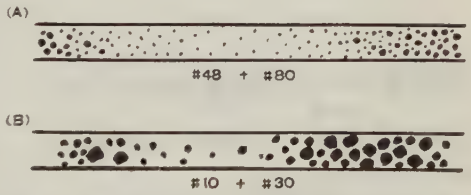
実際の堆積の場における週期的不定流としては $\partial V/\partial t$ および $\partial V/\partial l$ の大きい場合すなわち磯波のようなものと，$\partial V/\partial t$ および $\partial V/\partial l$ の小さい場合すなわち潮汐流のようなものが最もよくみられるが，いずれも往復流で，流水が1回往復運動するごとに加速および減速がくりかえされる。ここではこのような往復流について考察する。

往復流においては，一定時間後に流向が逆転するので，転動粒子はそれに応じて逆行し，粒度配列もその都度逆転することになるが，流向が逆転するまでには，粒子は一旦停止するので，この間に安定化作用[1]を受けた一部の粒子はそのまま残留して堆積する。このような往復運動がくり返されると，堆積粒子の粗度効果が加わつて両端の残留粒子が増加するから，粒度の配列は対称的にあらわれるものと考えられる。このときもし $\partial V/\partial t$ および $\partial V/\partial l$ が小ならば，分級は（等速定流の場合と同様に）主として d に対する v_t の相違によつて行われるので，大粒子ほどその大なる v_t によつて大きく往復するが，残留粗粒子のために粒度は堆積物の両端ほど大となる。また $\partial V/\partial t$ および $\partial V/\partial l$ が大ならば，V が減衰すると同時に V_m' の大きな粒子（すなわち d_{c1} や d_{c2} の粒子）が停止してからのちも一部の後続小粒子はしばらく転動を続けるので，このような小粒子は V_m' の大きな大粒子よりもさらに下流まで進出し，粒度は堆積物の（外側に大となつても）両端では再び小となることになる。

第 80 図はこのような往復流における粒度の配列を模式化したもので，第 80 図の（A）および（B）はそれぞれ $\partial V/\partial t$ および $\partial V/\partial l$ の小および大なる場合[42]を示す。



第 80 図　往復流における転動粒子の粒度の配列
（模式図，円の大小は粒度を相対的にあらわす）
(A)：$\partial V/\partial t$ の小なる場合
(B)：$\partial V/\partial t$ の大なる場合



第 81 図　往復流における転動粒子の分級状態
（平面図，最終流向は左から右へ）
(A)：d および $\partial V/\partial t$ の小なる場合
(B)：d および $\partial V/\partial t$ の大なる場合

42) 前者の例としては潮汐流によつて生ずる沿岸砂州が，後者の例としては磯波によつて生ずる sand ridge が考えられる．（その 5）参照——ただし磯波の場合は単なる往復流ではなく，砕波部に擾乱作用をともなうので躍動粒子も生じる．

第 81 図は上記のような考察を実験的に検討するために，水路の流水方向をくり返し逆転させることによつて往復流をつくり，$V_s{}^{\times} > V > V_m{}^{\circ}$ なる条件でかつ最大 V を $V_m{}^{\circ}$ にできるだけ近くして行つた実験例を示す。

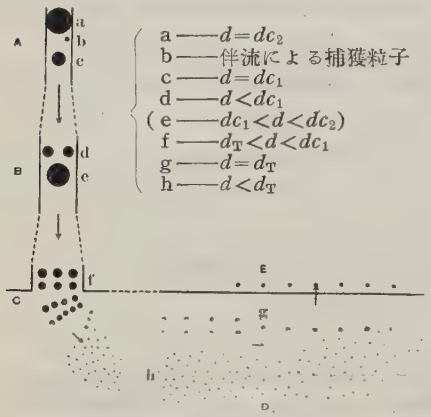
第 81 図の（A）は，前記管水路において流出・流入口を週期的に交代させることによつて生じた往復流による分級状態で，$\partial V/\partial t$ の小なる場合すなわち第 80 図の（A）に相当し，第 81 図の(B)は前記開水路において傾斜の方向を週期的に交代させることによつて生じた往復流による分級状態で，$\partial V/\partial t$ の大なる場合すなわち第 80 図の（B）に相当するものを示す。これらの図からわかるように (A)[43] の方が比較的分級度は高い。何れにしても最終流向の方向に d の大なる粒子が多くなるが，粒度配列の対称性は大体認められる。対称性の程度は最大Vおよび $\partial V/\partial t$ によつてことなり，(B) の場合のようにこれらが大なるほど不明瞭になるようである。

以上要するに往復流においては（Vが存在粒子の V_m よりあまり速くなければ）一般に粒度の配列は往復運動の中心に対して対称的な傾向を生じ，d は両端近くに大となる。

4. 不定流および定流の組合せによる分級

ここでは流水の運動型が組合された場合の例として，河川→海洋のような不定流[44]→定流の系列をとりあげる。

第 82 図はこのような系列の分級によつて生ずる一般的な粒度配列の傾向を，前節までに得られた結果にもとづいて想定し，それを模式的にあらわしたもので，上よりそれぞれ河川上流・中下流・河口・沿岸における堆積粒度[16]の概略を相対的に示す。



第 82 図　不定流と定流の組合せによる分級の例
(模式図，矢印はU，円の大きさは相対的に粒度をあらわす)
A：上流，B：中下流，C：河口，
D：沿岸，E：海岸

河川に供給される粒子の粒度分布は風化地帯の地質によつてことなるが，一応あらゆる d の粒子を含んでいると考えられる[16]。このうち河川上流部の浅い急流地帯では第一次の分級によつて，主として V_m の最も大なる d_{c2} の粒子が残り，続いて水深 h の増加とともに d_{c1} の粒子も堆積するが，**1. 2** に示したような伴流性の堆積物を生ずる場合は分級度は最も低くなる。中下流部には主に $d<d_c$ の粒子が供給され，V の低下とともに逐次 $V_m{}'$ の大きな粒子から堆積しながら分級が進行する（ただし上流の d_r が小さくかつ h の大きい場合は $d_{c1}<d<d_{c2}$ の粒子も供給されるので，第 73 図に示したように，見掛上の分級度は比較的低くなる)。つぎに，河口または河口に近い場所においては，Vの減少にともなつて主として第一安定粒度 d_{c1} より頻転動粒度 d_T[4] に至る d の粒子が第 78 図のような分級を受けながらデルタ状に堆積し，d_T 以下の粒子は海流によつて運搬される（海流によつて運搬される転動粒子の d は勿論 V によつて異るが，d_T 程度のものが多い)[4][16]。この場合

43) (A)のように砂漣粒度が存在するときは，分級過程においてしばしば砂漣が形成されることは **3. 1** でも述べた通りである．——(その 5) 参照.

44) 河川流は t を小さくとれば定流であるが，粒子の運動は増水時に一挙に行われることが多いので，ここでは不定流としてとりあつかう.

第二次の分級によつて浮游した微粒子は河口の前面において水流の方向に分散し，d の小なるものほど河口から遠距離に沈澱するのはよく知られている通りであるが，d_T 前後の粒子は沿岸流によつて第三次の分級を受け，沿岸流が等速定流ならば，そのうち d の大なるものほど先行することになる。このような転動粒子は一般に分級度が高く，その一部は波浪によつて汀線付近に運ばれ，海岸浸蝕によつて供給された粒子と混合して海岸に打上げられ，浜砂や砂丘を形成する。また他の一部の d_T の粒子は，海底砂州を形成しながらきわめて高い分級度を得て遠距離まで転動するものと考えられる[44]。なお河口から供給された転動粒子が潮汐流によつて分級されるときは，第 80 図（A）のような分級を受け，d の配列は河口を中心として両側に大となるような対称性を持つことになる（以上の考察は典型的な場合についてであつて，勿論流況が局部的に変動するようなところがあれば第 82 図のような配列は破られるわけである）。

5. 0. 斜面における分級

前節までは粒子が流体の運動にともなつて運動する場合の分級について述べたが，ここでは粒子が重力によつて斜面を転動落下するような場合（たとえば崖錐の生成時における分級，あるいは三角州の先端や海底谷の急斜面におけるような場合）の分級について考察する。

斜面転動による分級は斜面の角度や粗度によつて大きく影響されると考えられる。したがつて斜面における分級機構を知るために，まず斜面の角度 I がどの程度になれば，どのような d の粒子が転動を始めるかという転動限界角 I_c，およびそれに対する斜面の粗度 d_r の関係を実験的に検討した。

5. 1. 転動限界角と粒度の関係

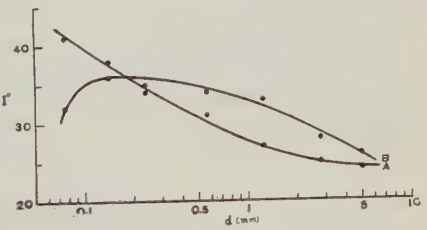
I_c と d の関係を知るために，種々の粒径の砂粒を用いてまずガラス斜面において測定を行つた。

第 26 表および第 83 図はこの場合の I_c と d の関係を示したもので，その関係はつぎの実験式で与えられる（d は cm で示す）。

第 26 表　平滑斜面における転動限界角と粒度との関係

d: 平均粒径
I_c: 転動限界角

d (mm)	5.0	2.8	1.24	0.56	0.235	0.140	0.075
I_c	24°	25	27	31	34	38	41
水中の I_c	26°	28	33	34	35	36	32



第 83 図　平滑斜面における転動限界角と粒度の関係
A：転動限界角，B：水中の転動限界角

$$\tan I_c \fallingdotseq 0.39\, d^{-0.14} \quad \cdots\cdots (70)$$

この図および式からわかるように I_c は d が小となるにしたがつて大となる。ただし水中の I_c は粗粒部においては空気中の場合よりやや大であるが，$d<0.1$ mm[45]の細粒部においては小となる（これは静水中の I_c であるが，流水中では粒子が不安定となるので，I_c は静水中より小となる[46]ことは勿論である）。

45)　この粒度は（その 4）の結論で述べたような限界粒度に相当するものであろう．
46)　ただし渦流や伴流の生ずるところでは，斜面がこれらに押えられるため，かえつて I_c が大となることがある．

上のように水中の I_c が空気中のそれと異なるのは，粗粒子においては水の粘性が運動を防げるように働くが，微粒子においては一部の粒子がゾル化して摩擦力を減少し流動性を持つようになるからであろう（ただし堆積後ある程度時間が経過すると，安定化作用のために I_c は大となるが，微粒子が粘土質であるときはいわゆる揺変性が顕著となるので，一旦安定化してのちもわずかの機械的衝撃によつて直ちに流動化して滑落する[47]のが見られる）。

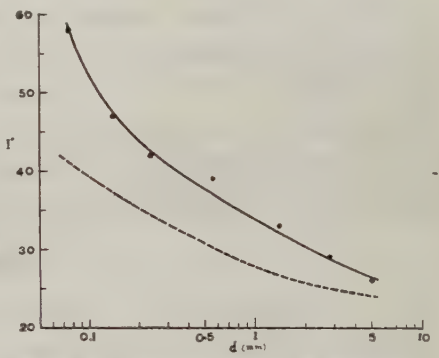
このような I_c の不定な水中微粒子を除いては，I_c は d が小さくなるとともに大となるという傾向があるが，これは斜面の d_r の影響で，d/d_r が小さくなるほど粒子が動き難くなるからであると考えられる。このことを確めるために，砂岩（$d=0.1$ mm）の平板上で，I_c の測定を行つた。その結果が第 27 表および第 84 図で（この図には比較のために第 83 図の I_c も示してある），その実験式はつぎのようになる（ただし $d<0.01$ cm）。

$$\tan I_c \fallingdotseq 0.42\, d^{-0.22} \quad \cdots\cdots(71)$$

第 27 表 砂岩斜面における転動限界角と粒度との関係（空中）

d: 平均粒径
I_c: 転動限界角

d (mm)	5.0	2.8	1.24	0.56	0.235	0.140	0.075
I_c	26°	29	33	39	42	47	58



第 84 図 砂岩斜面における転動限界角と粒度の関係（破線は第 83 図の A）

第 84 図からわかるように，斜面の d_r が大きいと I_c も大きく，その程度は d が小さくなるほど著しく，とくに $d/d_r<1$ になれば I_c は急に大となり，I が 90° 近くになつても I_c に達しない。

このように I_c は，粒度が一定であれば d_r に対して正比例的関係に，d_r が一定であれば d に対して逆比例的関係を持つが，このことは I_c が斜面の d_r によつて大きく影響されることを明らかに示している。

5. 2. 斜面転動による分級機構

同一斜面においては d の大なる粒子ほど転動し易いという前節の実験結果から，斜面における第一次の分級は，その斜面の I がちようど I_c にあたる粒子より大なる d の転動粒子と，それより小さな d の残留粒子が，分離されることによつて行われることがわかる。

第 85 図 斜面における第一次の分級（側面図）

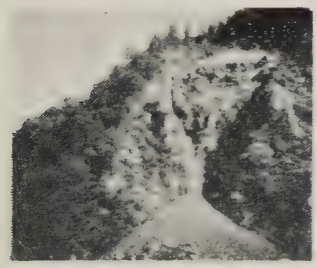
第 85 図は長さ約 1 m のセメント製斜面に，大小 2 種の # の粒子をあたえて第一次の分級状態を観察した結果を示したもので，I_c の大なる細粒が斜面上に残留し，I_c の小なる粗粒が前面に転動落下するのが見られる。

第 86 図は斜面の I を大きくして（$I>I_c$），種々の # の粒子を全

47) いわゆる水底地辷りにこの種のものが多いことはよく知られている。

部同時に転動させたときの第三次の分級の結果を示したものである。この図でわかるように粒子の斜面転動によつて生ずる堆積物においては，d の大なる粒子ほど斜面の下方かつ表面にくるが，分級度は全般的に低い。このような状態に到る経過を観察すると，斜面においては，第二次の分級は明瞭でなく，第一次から第三次の分級に直接移行するのが特徴で，転動にさいしては，d の大なる粒子ほど v_t が大きく，これが d の小なる粒子を乗り越えて先行するのが認められる。このことから第 86 図のような粒度配列は，主として d と I_c および v_t との関係によつて説明できることがわかる。(v_t が d の増大とともに大となることは第一次の分級の場合と同様に，d が大であるほど斜面の d_r による摩擦の影響が小いからであると考えられる)。

第 86 図　斜面における第三次の分級状態（側面図）



第 87 図　崖錐における分級状態（長野県島々谷）

第 87 図は崖錐の写真であるが，上の実験結果のように斜面転動による分級によつて大きい礫が斜面の下方表面に位置するのがよくわかる。かつて小出 (1952)[48] は風化層の堆積においては谷間を山腹に沿つて流下する砂礫は下方ほど大礫になることを指摘しているが，このような現象も本節で述べたような分級の一種であると考えられる。

なお斜面堆積物の表面の最大傾斜角（たとえば第 85 図の小粒部の前面のような傾斜角）はいわゆる安息角 φ（分級された粒子では $\varphi=40\sim45°$）[49] に相当するが，もし $I>\varphi$ なるときはその斜面において $I_c>\varphi$ なる d の小粒子（たとえば $d_r\fallingdotseq0.1$ mm の砂岩の斜面においては $d<0.2\sim0.3$ mm 程度——第 84 図参照）は第 86 図の小粒部のように斜面上に薄く堆積して φ を示さない。

以上に挙げた I_c および φ の空気中の場合は何れも乾燥粒子について述べたのであるが，もし粒子間に水分を含有するときはその間隙水の粘着力によつて I_c や φ が大となるのが見られ，この傾向は $d<0.1$ mm[49] になると甚しいようである。しかしながら含有水の量がある程度以上になると，水圧によつて粒子が動き易くなるため I_c や φ はかえつて大となる。

結　　論

粒度の分級によつて生じた転動堆積物の粒度の配列は，粒子の種々の運動をよく反映し，一般に粒子の運動方向に対してそれぞれ特有の変化を示すが，転動式堆積物に関するこれらの変化は堆積環境の解析に際して重視されるべきものであると考える。

48) 参考文献 (14) 参照.

49) 安息角 φ とは粒子を，一点を中心に静かに落下させたときにできる円錐体の傾斜角で，筆者の実験によると $d=0.1\sim5$ mm の範囲では空中・水中何れの場合も $\varphi=40\sim45°$ であるが，d が大となると φ もわずかに大となる傾向がある（ただし $d<0.1$ mm の水中微粒子では，I_c の測定のときに経験したように粒子がゾル状に流動化して $\varphi<40°$ になるのがみられる)．なお分級の行われていない水中土砂の φ についてはつぎのような Gibson の実験式——参考文献 (1) 参照——があるが，粒度分布型によつて一律には適用できない．

$$tan\varphi=(0.92,\ 0.71)d_{50}^{0.125}(\sigma/\rho-1)^{0.19}(d_2/d_1)^{0.25}$$

(d_{50} はインチであらわした場合の Md，σ と ρ はそれぞれ粒子および水の密度，0.92 は静水中，0.71 は乱水中の係数)

摘 要

(1) 流水における分級過程は，粒子の移動限界流速の相異による第一次の分級，粒子の運動型の相異による第二次の分級，および粒子の沈降や転動速度の相異による第三次の分級，の3段階にわけて考えることができる。

(2) 転動粒子に対する分級作用の結果は流水の運動型によつてことなる。

(3) 等速定流においては，転動粒子は一般に下流ほど粒度が大となり，かつ分級度は低くなる。

(4) 不等速定流によつて生じる転動式堆積物においては，一般に下流ほど粒度が小となり，かつ分級度は高くなる。

(5) 不定流によつて生じる転動式堆積物においては，一般に，流速の時間的減衰率が大ならば下流に大なる粒度の粒子が，また時間的減衰率が小ならば下流に小なる粒度の粒子がくるが，分級度は後者の場合の方が高くなる。

(6) 往復流によつて生ずる転動式堆積物においては(流速があまり大きくなければ)，一般に往復運動の中心に対して対称的な粒度配列の傾向を生じ，粒度は両端ちかくに大となる。

(7) 斜面転動によつて生ずる堆積物においては，一般に粒度の大なる粒子ほど斜面の下方かつ表面にくるが，分級度は全般的に低い。

あ と が き

以上のような結果は，堆積環境の明らかな現世堆積物についての粒度分析によつて，うらづけられなければならないが，このことは別に例証する。この研究について熱心に実験に協力してもらつた山本安信氏および御注意や御批判をいただいた大内正夫・中沢圭二氏の方々に深く感謝します。なおこの研究には文部省科学研究費の一部を使用した。

主 な 参 考 文 献

1) Allen, A. (1949): Scale Models in Hydroulic Engineering, 212.
2) Anderson, G. E. (1926): Experiments on the Rate of Water of Sand Grains. *Jour. Geol.*, **34**, 144～158.
3) Hayami, S. (1941): On the Composition of the Bed Sediments in the Yantze River. *Jour. Shanghai Sci. Inst. New Ser.*, **1**, 15.
4) 星野通平・百瀬行男 (1953): 北海道北方海域の底質について，水路要報増刊，**12**，46.
5) 木村 春彦 (1953): 堆積機構の基礎的研究（その 1)——堆積粒子移動の限界流速，地質雑，**59**，533～543.
6) 木村 春彦 (1954): 堆積機構の基礎的研究（その 2)——堆積粒子移動の限界流速（続)，地質雑，**60**，81～89.
7) 木村 春彦 (1954): 堆積機構の基礎的研究（その 3)——粒子の堆積と運動，地質雑，**60**，228～240.
8) 木村 春彦 (1954): 堆積機構の基礎的研究（その 4)——粒子の堆積と運動(続)，同，**60**，337～348.
9) 木村 春彦 (1954): 堆積機構の基礎的研究（その 5)——波状堆積について，同，**60**，505～516.
10) 木村 春彦 (1955): 堆積機構の基礎的研究（その 6)——渦による堆積（化石床式堆積物の成因に連関して)，地質雑，**61**，103～116.
11) 木村 春彦 (1954): 転動粒子の粒度分布型，日本地質学会関西支部報，24，1.
12) 木村 春彦 (1955): 堆積物の分級度（淘汰）はどのようにしてきまるか，全地学連会誌，15，6～7.

13) Kimura, H. and Ōuchi, M. (1954): A Note on the Traction of Sediment Particles along the Bed of Running Water. *Bull. Kyōto Gakugei Univ., Ser. B*, 4, 1～3.
14) 小出　博 (1952): 応用地質学, 81.
15) Krumbein, W. C. and Sloss, L. L. (1953): Stratigraphy and Sedimentation. 77～79, 168
16) 町田　貞 (1954): 秩父盆地の段丘堆積物に於ける砂の粒度分布について, 地評, **27**, 37.
17) 物部　長穂 (1951): 水理学, 71～72.
17') 物部　長穂 (1951): 水理学, 253.
18) 中山　正民 (1952): 河川礫の大きさの分布に関する研究, 地評, **25**, 401～408.
19) 野満隆治・山下幸三郎 (1947): 砂粒角稜度の表現並びに河砂の粒径と角稜度の関係, 地球物理, 8, 73～87.
20) Pettijohn, F. J. (1949): Sedimentary Rocks. 394～396.
21) Plumley, W. J. (1948): Black Hills Terrace Gravels: A Study in Sediment Transport, South Dacota. *Jour. Geol.*, **56**, 571～575.
22) Rouse, H. (1949): Engineering Hydroulics. 769～807.
23) Russel, R. D. (1939): Effects on Transportation on Sedimentary Particles, Recent Marine Sediments. 32～47.
24) Sternberg, H. (1875): Untersuhungen über Längen und Querprofil Geschiebefühende Flüsse. *Zeitschr. Bauwesen*, **25**, 483～506.

菊石化石にもとづいた日本下部ジュラ系の対比

佐藤 正*

(1956年2月3日受理)

Corrélation du Jurassique inférieur japonais en basant sur les Ammonites Fossiles

Tadashi Sato

(Résumé)

Le Jurassique inférieur se distribue à la Sud partie de Kitakami, aux environs de Kuruma et à Toyora et y est assez riche en Ammonites fossiles. Par ces fossiles, la corrélation a été essayée non seulement entre cettes trois régions mais aussi avec la région circumpacifique. Ainsi, lorsque l'on analyse les faunes d'Ammonites Jurassiques inférieures du Pacifique, du point de vue de la *province faunale*, les faits suivants sont clarifiés.

1e, Chaque bassin sédimentaire du Jurassique inférieur est bien spécialisé au Japon. Les faunes recueillies dans chaques bassins sont bien indépendantes les unes les autres.

2e, Excepté l'Hettangien inférieur, le Sinémurien superieur et le Pliensbachien inférieur, tous les horizons du Jurassique inférieur sont connus au Japon.

3e, Les faunes japonaises sont très intimes avec celles de la région du Pacifique Sud-Ouest dans son ensemble, mais au Domérien et à l'Aalénien les régions de Kuruma et de Kitakami sont plus fortement relié avec la région boréale qu'avec le Pacifique Sud.

4e, Dans la région circumpacifique, l'Héttangien est représenté par les Psiloceratidés et les Schlotheimidés; le Sinémurien, assez bien dévelopé, est précisé par les Arietitidés, surtout par *Arnioceras*; le Pliensbachien assez pauvre en Ammonites n'a pas de faune bien décisive; le Toarcien, le mieux dévelopé, fournit beaucoup de tribus d'Harpocerataceae et de Dactylioceratidés; et enfin, l'Aalénien une faune assez riche d'Hammatoceratidés.

5e, Dans la région circumpacifique, en particulier au Japon, le Jurassique inférieur doit comprendre le Bajocien inférieur en sens d'Arkell. Car, les Stephanoceratidés, indicateurs du Bajocien moyen, se développent aux endroits assez différentes que les descendants d'Harpoceratidés, et aussi une discordance, bien qu'elle est très faible, entre le Bajocien et l'Aalénien, est précisée au moins au plateau de Kitakami. L'auteur veut désigner le Lias, c'est-à-dire le Jurassique inférieur, comme les étages depuis l'Héttangien jusqu'à l'Aalénien au Japon.

ジュラ系は，化石による分帯が始めて試みられたもので，現在でもヨーロッパ大陸におけるそれは生層位学の模範とされている。それは徐々に沈降・隆起する大陸棚上の堆積物と，その中に含まれている豊富な菊石群を対象としているので，1枚の帯が僅か数10 cmの薄い層であらわされている場合

* 東京大学理学部地質学教室

さえある。これに対し，日本のジュラ系は複雑な構造を呈して，その中に含まれている化石と層序の関係さえも，確実に知るのが難しいことが多い。もちろん，今まで漠然と何々層として捉えられていたものを，多くの研究者が細分することを試みている。それにも拘らず，化石群の解析の不十分さと，特に菊石類の同定の困難さのために，ジュラ紀は日本中生代中で，最も不明な部分の多い紀である。

ヨーロッパにおけるジュラ系の分帯は，古く OPPEL や D'ORBIGNY によつて始められてから，S. S. BUCKMAN, L. F. SPATH, W. J. ARKELL らによつて完成に近づけられるまで，その研究の進歩は，菊石類の古生物学的な研究の進歩と不可分であつた。今迄大きく1属として取扱われてきたものが，多くの亜属や群，甚だしきは他の独立した属に細分され，そしてその各々が独立した層位学的な産出位置を占めることが明らかになつて，これらの化石群による分帯と，ひいては対比は，更に明確・精細になつて行つた。これに対し，日本の下部ジュラ系の菊石類は保存が必ずしも良くなく，日本独自のものもかなり含まれているため，同定は甚だ困難で，対比にも十分信を置きえない場合が屢々あつた。筆者は，この意味で，もつとも不明な部分の多かつた北上地方と来馬地方の菊石類について，検討を重ねているが，一応成案を得るに到つたので，環太平洋地域の下部ジュラ系をも考慮の上，対比を試みることにした。

日本の下部ジュラ系は，北上山地南部・群馬県片品川流域・来馬地方・岡山県山奥地方・豊浦地方の5地方に知られている。いずれもかなり豊富に動植物化石を含んでいるが，確実に菊石類によつて年代の決定されたものは，北上・来馬・豊浦の3地方にすぎない。他の2地方，すなわち岩室層および山奥層は，Rhaeto-Lias 型の植物群を産し，共存する二枚介化石もジュラ紀型であるので，ジュラ紀前期のものと考えられている。日本の下部ジュラ系においては，各堆積区毎に，産出する動物化石群がかなり独立した要素をもつている。とくに菊石類はこの傾向が強い。また二枚介類の分析は，まだ三角介類を除いて公にされたものがないが，これは，日本下部ジュラ系の対比にはかなりの重要性をもつているようである。

この研究を通じて，引続き御指導を賜つた東大小林貞一教授，多くの御助言と九大所蔵の標本の研究を許可して頂いた九大松本達郎教授，東北大所蔵の標本の研究について種々便宜をいただいた東北大半沢正四郎教授に厚く御礼を申し上げる。なお本研究は文部省科学研究費によつた。

§1. 日本内地の対比

豊浦統については松本達郎・小野暎の詳細な研究があり，その菊石群は最近再検討された。山奥層および岩室層についてはそれぞれ小西健二・木村達明の研究がある。一・二の点を除いて，これらについて筆者の知識は新しいものがないので，発表された資料に基いて対比をした。来馬統の層序は最近急速に明らかになつて来ているが未だ研究途上であるので，一部を必要に応じて紹介するに止め，主として北上地方，とくに志津川地方の下部ジュラ系について詳説する。

(1) 北上山地南部東列のジュラ系

北上山地南部にはジュラ系が2列の弧をなして分布し，その間の気仙沼—岩井崎—泊—雄勝を結ぶ線には古生層があつて背斜の軸をなしている。その東西両側にそれぞれ向斜をなしてジュラ系が分布している。

東列のジュラ系は唐桑地方と牡鹿半島に分布し，礫岩および粗粒砂岩を基底に有している。唐桑地方では小鯖砂岩，牡鹿半島では小鯛島礫岩がこれに当り，共に三畳系上に不整合にのつていると考えられている。これらは，*Trigonia sumiyagura* およびその変種を産し，同時の堆積物と考えられ，

西列の荒戸崎砂岩に対比される。これらの砂岩礫岩は，従来唐桑地方においてこの上位にくる黒色頁岩・砂岩と共に志津川統とされ，下部ジュラ系に入れられていた。しかし，著者は近年唐桑地方を精査し，小鯖砂岩に整合的にのる黒色頁岩中からかなり保存の良い *Stephanoceras* sp. ex gr. *plicatissimum* を採集した*。*Stephanoceras* は環太平洋地域に広く産出するもので，いずれの場合も，狭義の Bajocian の最下部を示している。従つて黒色頁岩層は，いかなるジュラ紀研究者の用いる意味においても，下部ジュラ系（いわゆる Lias）ではない**。唐桑統は南に開いた馬蹄形状に露出し，その層序は志井田功のものが採用される。ただしかなり複雑に走向断層で切られて地塊運動をしている。各層は一般に北に向つて厚く，化石は向斜の北翼（綱木坂から夜這路峠までの区域）に密集して産し，とくに菊石化石はこれ以南では未だ発見されていない。綱木坂近傍からはかなり多くの菊石類が採集されたが，多くは扁平に変形し，鑑定に耐えるものは少い。前記の *Stephanoceras* 以外，同定しえたものはない。小鯖砂岩からは菊石を産しない。

志井田およびその後の研究者によつて黒色頁岩より報告された *Harpoceras* および *Grammoceras* については，東北大および東大所蔵の原標本について再検討した結果，その同定は極めて不確実である。これらはすべて強く扁平につぶれて保存不良のため，鑑定に耐えず，その鈍い竜肋は，よしんば Harpoceratid であつても，かなり末期のものであろうと思われる。従つて，小鯖砂岩はその黒色頁岩との密接な関係と，産出化石とから，早くとも *Stephanoceras humphriesianum* 帯直前で，おそらく狭義の Bajocian 最下部のものであろう。

（2） 北上山地南部西列のジュラ系

北上山地南部西列では，ジュラ系は長の森地方・志津川地方・橋浦地方および水沼地方に知られており，いずれもほぼ南北の軸をもつた向斜構造を示し，南に開いた馬蹄形の分布をする。その各々の向斜の東翼および北翼に限つて下部ジュラ系が露出する。従つて中・上部ジュラ系は東から下部ジュラ系を覆つて行われた海侵による堆積物であろうと考えられる。北方の長の森および志津川地方では，ジュラ系は皿貝統を不整合におおい，南方の橋浦・水沼地方では稲井統を直接被つている。

このうち，下部ジュラ系の最も良く発達するのは志津川地方で，その層序の詳しい研究は馬淵精一（1933）・稲井豊（1934）・松本達郎および小野暎（1947）未発表）のそれがあるが，いずれも下部ジュラ系の分帯には成功していない。筆者の研究によると，志津川地方の下部ジュラ系（志津川統）は，上位から，

Hh	*Hammatoceras* 帯	細浦層
Hl	*Leioceras* (?) 帯	
Ha	*Arnioceras* 帯	
Hi	粗粒砂質頁岩および黒色頁岩の互層	
Nss	*Vaugonia* 帯	韮の浜層
Nsh	*Geratrigonia* 帯	

に分帯され，後述するように Hettangian から Aalenian にいたることが明らかになつた。

Nsh *Geratrigonia* 帯。層厚約 30～50 m。稲井の韮の浜頁岩と同義．黒色頁岩およびアルコーズ質砂岩より

---

* 曾て夜這路峠から松本・小野が 1 個，最近綱木坂附近から秋山暉行が，相当多数のこの種の標本を採集している．

** Bajocian はイギリスにおいては *Leioceras opalinum* 帯以上をさすが，フランスを始めとする大陸では *Otoites sauzei* 帯以上を示し，*Sonninia sowerbyi* 帯以下を Aalenian として Lias 最上部にすることがある．

成るデルタ的岩相を主とし，*Geratrigonia* が特徴的であるが，*Polymesoda, Isognomon* 等の半海棲二枚介をも多産する。菊石を産しない。

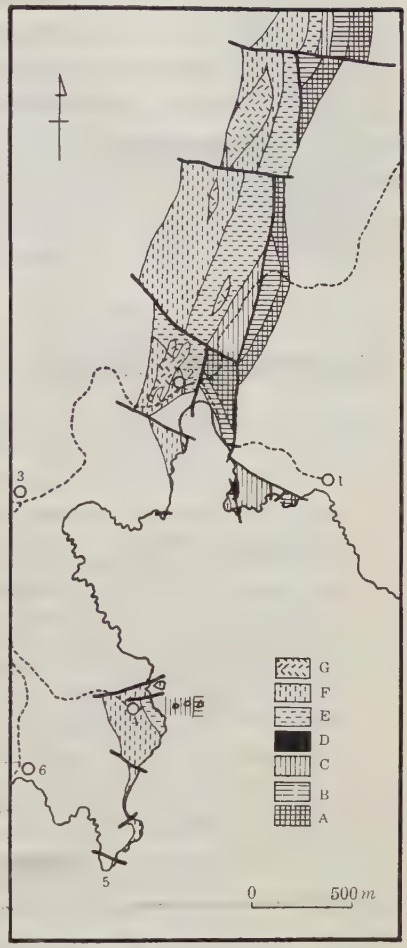
Nss　*Vaugonia* 帯。層厚 20 m。稲井層の韮の浜砂岩と同義。かなり粗粒の砂岩で極めて多数の密集した *Vaugonia* を特徴とする。松本 (1956) はこの中から *Yebisites onoderai** を報告している。従つて，この帯は，Hettangian 上部を示していると考えられ，Nsh はそれ以前のものである。Rhaetian である可能性もないわけではない。

Hi　粗粒砂質頁岩と黒色頁岩の互層。層厚約 50 m。下部にはかなり大規模に偽層が発達する。極めて散在する海棲二枚介と箭石の他，菊石はない。Nss とは完全に整合的に移行する。

Ha　*Arnioceras* 帯　層厚約 10 m。中在および細浦東岸のみに知られる。無層理のかなり粒度の粗い砂質泥岩，*Arnioceras yokoyamai* を多産する。*Arnioceras* の同定は，略々確実であるので，明らかに Sinemurian を示す**。南方に向つて尖滅する。

Hl　*Leioceras* (?) 帯。層厚 25 m。無層理の砂質泥岩。かなり多数の *Leioceras* (?) *ikianum, Tmetoceras* と共に少数の *Harpoceras okadai* を産する。産出する菊石類からこの時代は後期 Toarcian と考えられる。*Leioceras* は同定が不確実であるが，西欧ではこの属は Aalenian 基底部より産し，且ここでは *Harpoceras* s. str. と共存するのでこの時代は略妥当である。なおこの帯の基底部には権現浜でみられるように，礫岩を挟み，下の Ha 帯との間に侵蝕間隙のあることが示されている。

Hh　*Hammatoceras* 帯。層厚約 70 m。かなり緻密な黒色砂質頁岩。*Hammatoceras* および *Tmetoceras, Hyperlioceras* を多産する。*Hammatoceras* および *Tmetoceras* は共に Aalenian の標準化石で，*Hyperlioceras* をも共産するので，上限はまず Aalenian を出ない。



第 1 図　志津川地方における志津川統の概念的分布
1: 韮の浜，2: 細浦，3: 清水浜，4: 権現浜，5: 荒戸崎，6: 荒戸
A: Nsh,　B: Nss,　C: Hi,　D: Ha,
E: Hl,　F: Hh,　G: 玢岩

細浦層からかなり豊富に産する菊石類については，古く横山又次郎 (1904) の研究があるが，その後，菊石類の古生物学的研究の進むに従つて，改訂を要するものがでてきた。しかもこの層はかなり塊状無層理で鍵層に乏しく，分帯は必ずしも容易でない。岩相から Hi と Ha–Hh は分離され，Ha–Hh は主として化石によつて識別されるのみである。Hi は北方に向つて薄くなり，Ha は他層に比しかなり粗粒であるが，南方に向つて細粒となり，権現浜では Hl 帯の直下に礫岩を隔てゝ Hi 帯が来る。しかし細浦層全体として北方に向つて粗粒であつて，菊石化石は北方，すなわち湾のかなり内奥にのみ堆積し，南方では化石が堆積しなかつたと考えることもできるが，現在はとりあえず Ha 帯は南方に尖滅するとみなしている。

* 松本に依れば，この種は *Alsatites* に近縁で，西欧では Hettangian 上部に産する。
** 西欧では *Arnioceras semicostatum* 帯は下部 Sinemurian であるが，*Arnioceras* はかなり生存期間が長いので，日本では中部 Sinemurian であることも考えられる。

横山の報告した菊石のうち，*Schlotheimia* は原標本について再検討すると，分岐する肋や，螺環の断面，巻の程度などから，*Schlotheimia* でなく，恐らく *Tmetoceras* の一変種であろうと思われるので，細浦層に Hettangian 下部は存在しないと考えられる。

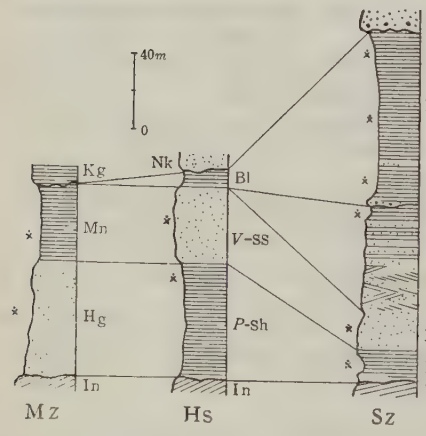
豊浦統の西中山層に当る時期は，志津川統中に欠けている。すなわち，*Dactylioceras*, *Coeloceras*; *Harpoceras*, *Grammoceras* 等の大きなグループが北上には殆どない。ただ，*Harpoceras* s. s. *okadai* のみが両域に亘つて存在するのみである。だから，北上地方で Sinemurian 後期から Toarcian 中期までの堆積物は，欠除しているが，そのうち，Pliensbachian 後期以後は豊浦では堆積があつたのである。この他，北上・豊浦両地方に亘る共通種は *Hammatoceras kitakamiense* のみであることも注意してよい。

北上山地南部の下部ジュラ系対比

上述の如く，菊石類の産出によつて対比すると次のようになる。

対　比　表　I

階（ヨーロッパ標式地）	長の森地方	志津川地方		橋浦地方	水沼地方	唐桑地方	標準化石
Bajocian		荒戸崎砂岩 Az		中原砂岩 Nk	カナゲ沢層 Kg	小鯖砂岩	*Trigonia sumiyagura*
Aalenian		細浦層	Hh	黒色頁岩層 Bl			*Hammatoceras* *Tmetoceras*
Toarcian			Hl				*Leioceras* (?) *Harpoceras*
Toarcian 中部 / Pliensbach. 上部			Ha+Hi	?	水沼頁岩層 Mn		*Arnioceras*
Sinemurian		韮の洪層	Nss	*Vaugonia*-砂岩 V-ss			*Yabeites* *Vaugonia*
Hettangian	愛宕山砂岩		Nsh	*Polymesoda*-頁岩 P-sh	原越砂岩層 Hg		*Geratrigonia hosourensis*
	四貝戸群	四貝戸群 Sr		柏井戸群 In	柏井戸群 In	柏井戸群	



第3図　北上山地南部西列の下部ジュラ系柱状対比図　Sz: 志津川地方，Hs: 橋浦地方，Mz: 水沼地方　各地方の層名は対比表 I 参照

a)　長の森地方の愛宕山砂岩を除き西列には *Geratrigonia hosourensis* を特徴とする砂岩がよく発達し，共存二枚介類からもその対比は確実である。この層準からは未だ菊石は採集されていない。

b)　非常に豊富な *Vaugonia* を有する *Vaugonia* 砂岩は志津川・橋浦地方に広がる。いずれも岩相・化石群から対比は確実である。水沼地方にはこの砂岩はないが，下位の原越砂岩との層位的関係から一部はこの層準に対比していいだろう。時代は上述の通り Hettangian 後期である。森一男 (1949) によつて橋浦地方横倉沢から報告された *Arnioceras* cfr. *geometricus* は，再検討した結果，*Arnioceras* ではあるまいと思われる。原標本は，かなり成長した殻の内および外型で，腹部および側面の極く一部が赤褐色砂岩に印象されたもので，低く厚いが，かなり明瞭な腹稜と，鈍く，太い肋，および腹稜の両側には明瞭な溝のないことなどが特徴で，*Arnioceras* よりむしろ，

Vermiceras あるいは *Alsatites* 系のものであろう（第2図）。同定は不能であるが，凡そ韮の浜砂岩に対比しても時代的な矛盾はない。

第2図　Arietitid or *Alsatites*, 横倉沢産，森採集

c) 志津川地方では Ha は *Arnioceras* を特徴とするがこれに対比される層準は他地方にはない。水沼地方の水沼頁岩の上部がこれに当るかもしれないが確実でない。

d) 志津川地方の Hl 帯は *Leioceras? ikianum* を特徴とする。この種の同定は不確実で，西欧での相当層がわからない。ただし，その屈曲する肋や，高く薄を伴わぬ腹稜，扁平な螺環断面等によつて，Leioceratid の一員であろうと考えられ，その時代は Toarcian 後期および Aalenian 前期を出まい。またこの種は *Harpoceras* s. str. および *Tmetoceras* と稀に共存するので，時代は Toarcian 末期が妥当であろう。

e) Hh 帯は豊富な *Hammatoceras* および *Tmetoceras* で特徴づけられ，Aalenian のものである。上限は不明だが，恐らく Aalenian を超えまい。この上に軽微な不整合を以てのる荒戸崎砂岩は前述したように小鯖砂岩と対比され，小鯖砂岩はその直上を *Stephanoceras* を産する黒色頁岩で覆われているから，時代は Bajocian 初期としていいのではないかと考えられる。後に述べるように，環太平洋地域の菊石群をも考慮に入れて，Lias と Dogger との境界は，荒戸崎層と細浦層との間に求めるのが良い。

橋浦地方の黒色頁岩から，極めて保存不良の菊石を産している。詳しいことはわからないが，*Tmetoceras* の破片ではないかと思われるので，Hl-Hh 帯に当ることにしておく。

f) いずれの地方でも *Trigonia sumiyagura* またはその変種を特徴とする砂岩層があつて，中部ジュラ系の最下部を示していると考えられる。

北上山地南部西列では，上のように各堆積区間の対比は容易であり，それらの間の関係は極めて密接であつた。西列の下部ジュラ系堆積後，その東側に背斜的隆起があつて，東列にも堆積物の沈積があつた。その間の層序の間隙は荒戸崎砂岩下の軽微な不整合で示されている。

(3) 来馬統との対比

群馬県下の岩室層群は菊石を産しないのでこゝでは取扱わない。来馬統はこゝ数年の間にその層序の大要が判明した。産出する化石は多く海棲二枚介と植物化石で，菊石類は寺谷層と大滝谷層のみに知られている。寺谷層は，*Amaltheus* と *Canavaria* から成る特徴ある菊石群をもち，いずれも，Pliensbachian 上部を示している。従つて北上山地にはこれに相当する層準はない。この菊石群の構成は特徴的で，北方系の *Amaltheus* と，地中海系の *Canavaria* の共存は注目に値する。因みにこの層準に当る，豊浦統の西中山層 Nf 帯の動物群は，ことごとく太平洋およびテチス系の Harpoceratacae の属から成り，*Amaltheus* を有しない。従つてこの時期には来馬地方は北方および南方系の生物区の接するところであつたと考えられる。

大滝谷層は寺谷層の上に，堀谷含 *Equisetites* 頁岩を隔ててのり，極めて保存不良の矮小菊石類を産する。この中からは稀に Hammatoceratid の破片と Grammoceratid を産し，太平洋海域と密接な関係を示している。Hammatoceratid は外殻の破片であるが，明瞭に 2-3 叉する太い肋を有する。*Grammoceras* は数個の標本で，そのうちの1個，かなり大型のものは，かなり磨耗して表面の装飾を失つた最外殻をもち，その腹稜の様子や内殻のやや屈曲する密集した単肋で，*Grammoceras* と同定することができる。従つて大滝谷層は北上山地の Hl か Hh，豊浦地方の歌野層最下部か西中山層最上部に対比され，Toarcian 上部か Aalenian 下部を出ない。

寺谷層以下は非常な厚層で，基底礫岩を有する漏斗谷層・北又谷層・似虎谷層に分けられ，4000～5000 m を算し，多くの特徴ある二枚介群といわゆる Rhaeto-Lias 型植物群を産する。ただし，下限の時代は菊石を産しないのでわからない。

来馬統の上限は，大滝谷層の上の top-conglomerate 的な性格をもつ水上谷層から化石を産しな

いので,時代はわからない。筆者は水上谷層後に来馬盆地全体に大きな堆積の場所の変革があるので,これがあるいは北上の荒戸崎層下の軽微な不整合に相当し,小林貞一の飛躍時階を示しているのではないかと予想している。

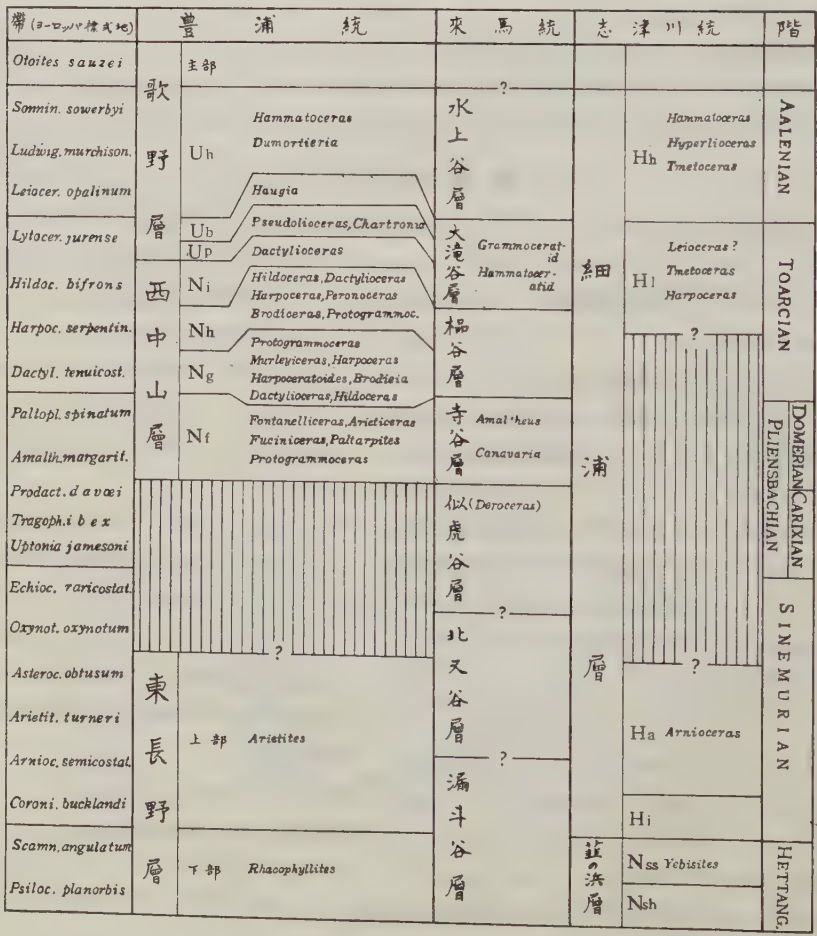
(4) 豊浦統との対比

西南日本内帯には豊浦統の他に,岡山県北部に下部ジュラ系と思われる山奥層がある。小西健二はこの層から菊石の破片を1個報じている。これはホルンフェルス化した黒色泥質岩中の外型で,破片であり,同定はできないが,その腹部には明瞭な腹稜と溝があり, Lias 型のものではないかと考えられる。正確な時代は判らない。

豊浦統は松本達郎・小野映によつて詳しく分帯され,菊石群の分析も完璧である。なお,小林貞一の蒐集品のうちに,田部断層以西から産した *Vermiceras* 様の標本があり, Hettangian 上部の存在が確実になつた。この層群は北上地方に全く欠けている Toarcian の Dactylioceratidae と, Harpoceratacеae の主幹のグループを豊富に産し,菊石群の上から,完全に太平洋海域に属することを示している。

以上の3地方の対比を表にするとつぎのようになる(第Ⅱ表)。

対 比 表 Ⅱ



いずれの地方でも Pliensbachian 前期の化石がない。ただし来馬地方の寺谷近くで，河原の転石中から *Deroceras* の幼殻が採集されている。由来する層が判らないが，似虎谷層最上部から来たとすれば，この時期をあらわしている。また，*Oxynoticeras* や *Echioceras* で特徴づけられる Sinemurian 後期も未だしられていない。

§2. 環太平洋地域の faunal province について

菊石類の分布は汎世界的なものが多く，偏在した分布を示さないのが普通であるが，時には局所的に生存していたと考えられる場合がある。よい例は Arabia の Lias 上部の特殊化した Harpoceratid や Hammatoceratid 等である。しかし，詳しい採集によつて，分布が広くなる場合や，菊石自体の古生物学的な研究の進歩によつて，分布が訂正されねばならない場合等があるし，保存不十分の菊石群については，概括的な予察しかなしえない場合が多い。

日本の下部ジュラ系から産する菊石類は，種類もさして多くはなく，かつ保存も西欧のものに比してかなり劣るので，同定に困難を感ずることが多く，従つて，他地方との対比や分布について，あまり明確なことをいうことの出来ない場合が少くない。しかし，現在まで知られている限りでも，日本独自の種族や，独特な共存関係を示すことがあり，環太平洋地域の古地理や faunal province について興味ある問題を提供している。大きくみて，日本のジュラ系は，菊石群に基くと，環太平洋地域，

第4図　環太平洋地域における *Psiloceras*, *Schlotheimia*, *Arnioceras* の分布

○: *Psiloceras*, ▲: *Schlotheimia* (及びその近縁属), ●: *Arnioceras* (近縁属を含まない)
1: Himalaya 地方, 2: Mindoro 島, 3: Celebes 島, 4: Buton 島, 5: Rotti 島, 6: Jamdena 島, 7: New Caledonia, 8: 志津川, 9: Puale 湾, 10: Laberge 湖地方, 11: Takla および McConell 地方, 12: Fernie 地方, 13: Nevada 西部地方, 14: Sonora 西部, 15: Huayacocotla 地方, 16: Utcubamba 谷地方, 17: Bagazan 地方
A: 香港, B: Huu-Nien, C: New Zealand 南島, D: Matanuska 谷地方, E: Tyaughton 湖地方
(重複するものを除き，数字は *Arnioceras*, アルファベットは *Psiloceras* および *Schlotheimia* を示す)

特に西南太平洋と密接な関係を示すが，各階毎には，幾分違う様相を示していることもある。こゝでは各階毎に，特徴的な菊石類のグループをとりあげて，日本の下部ジュラ系が世界で占める位置についていくつかの考察を試みた。

(1) Hettangian Hettangian を示す菊石群は，*Psiloceras* と *Schlotheimia* をそれぞれ特徴とするグループであるが，汎世界的に両者とも知られている。環太平洋地域でも第4図のように，かなり広く分布している。横山の *Schlotheimia jimboi* がそうでないとすると，日本および Amur 河流域からは，これらのグループで代表される Hettangian はなく (*Yebisites* が *Alsatites* に近いとすると少しく Psiloceratids への連繋があるが)，すべて，Phylloceratidae の初期のものと，*Vermiceras* 等の Arietitaceae 初期のもので代表されている。環太平洋地域全体としても，Hettangian の菊石類は，その上の Sinemurian の時の繁栄にはおよばず，かなり貧弱である。なお Rhaetian は，未だ確実なものは日本から知られていない。FROMAGET の如く，Indochina では Rhaetian を Norian の一部に入れてしまうこともあり，菊石類で決定された Rhaetian は，西南太平洋には知られていないようである。

(2) Sinemurian Sinemurian は Hettangian に比し非常に広い分布と豊富な菊石群を示している。菊石群は主として Arietitaceae のもので，なかでも *Arnioceras* の発展は著しい。Arietitaceae は，もとより汎世界的に発展したもので，環太平洋地域のみの特徴ではないが，この地方ではかなり独立した菊石群を構成している。*Arnioceras* は第4図のように，西南太平洋や南北アメリカ西岸に知られ，特に Indonesia からは多数の種が報告されている。ただし，Australia, New Zealand にはなく，かつ南米でも北部 Chili 以南に報告はない。

Canada および Alaska 地方のものは同定に疑問があるが，詳細な記載に接していないので参照するに止める。Canada では，*Arnioceras* より *Arniotites* が特徴的である。Nevada 以南 Mexico, および Peru でもかなり多種が知られ，Mexico の Huayacocotla 地方や Huancavelica 地方では *Arnioceras* が明らかに一帯をつくり，4·5 種が報告されている。しかも，そのうち *Ar. geometricum*, *Ar. semilaeve* は Indonesia からもしられ，*Arnioceras* がむしろ熱帯性であつたことを暗示しているようである。

第5図 北極地方および北太平洋における *Amaltheus* の分布
1: Anabar 河下流, 2: Lena 河—Jana 河間海岸, 3: 来馬, 4: South Barrow, 5: Kingak 地方, 6: Laberge 湖地方, 7: Takla 地方

Peru の Utcubamba 谷地方に出る *A. ceratitoides* は北上産のものとかなり類似した殻をもつ (螺環の高さ，肋の強さ，成殻の巻の程度等，TILMANN, Pl. XXI, Fig. 3 参照)。

Himalaya や Philippine の Mindoro 島から報告のあるものは，*Arietites* としてあるが，同定は非常に問題で，正確な対比は期待しがたい。

Sinemurian 上半部の発達は，比較的悪く，Oxynoticeratidae の報告は Rotti 島および Mexico の

Huancavelica, Huayacocotla 地方の他，確実なものがない。日本においては，この時期の菊石は完全に欠けている。これは次に述べる Pliensbachian 下部の貧弱さと共に注目に値する。

(3) Pliensbachian Pliensbachian は環太平洋ではかなり発達の悪い時期である。特に日本ではその下半は寺谷近傍で採集された *Deroceras**によつて代表されているのみである。下部は西南太平洋や，南北アメリカ西岸で処々に知られている。すなわち，東部 Transbaikal および Indochina で *Uptonia*, Indonesia では，Buton, Ceram, Jamdena, Timor および Borneo から，*Echioceras*, *Uptonia*, *Aegoceras* が，Mexicoでは Huayacocotla から *Uptonia*, *Microderoceras*, Alaska から *Deroceras*, *Xipheroceras*, Nevada 西部から *Eoderoceras* 等と，極めて散発的に，特徴ある菊石群をつくることなく，産出するに過ぎない。

第6図　環太平洋地域における *Hammatoceras*, いわゆる Harpoceratid および *Tmetoceras* の分布

○: *Hammatoceras*, ●: Harpoceratid (いわゆる *Harpoceras* のほかに, *Grammoceras* または *Hildoceras* として報告されているものを含む), ▲: *Tmetoceras*

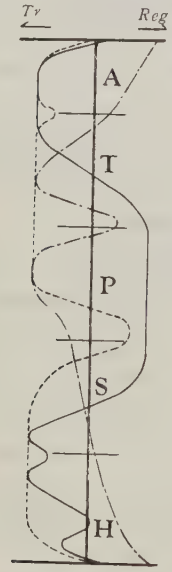
1: Wilui 河中流, 2: 志津川, 3: 豊浦, 4: Malla Johar (Himalaya), 5: Trian, 6: Borneo 西部, 7: Celebes 島, 8: Sula 島, 9: Misol 島, 10: Buton 島, 11: Buru 島, 12: New Guinea 西部, 13: Sumba 島, 14: Rotti 島, 15: Timor 島, 16: Jamdena 島, 17: Wide 湾地方, 18: Prince-Patrick 島, 19: Queen Charlotte 島, 20: Takla 地方, 21: Vanconver 島, 22: Tyaughton 湖地方, 23: Fernie 地方, 24: Nevada 西部, 25: Oaxaca 西部, 26: Atacama 州南部, 27: Mendoza 南部, 28: Neuquen 地方

A: Mae Sot 地方 (タイ), B: Tuxedoni 湾, C: South Barrow, D: Topagoruk, E: White Sail 湖地方, F: Espinazito Pass.

(重複するものを除き，数字は *Hammatoceras* および Harpoceratid, アルファベットは *Tmetoceras* を示す)

*　この標本は寺谷と大平川本流の合流点よりやや上流の本流の河床からえられ，寺谷中の *Amaltheus* 層準とは別の層準の由来らしい．筆者は前掲の対比表 II には便宜的に似虎谷層上部由来にしておいた．

Phiensbachina 上部*は北部太平洋にしか知られていない。すなわち，*Amaltheus* および *Paltopleuroceras* 群は，日本および Nevada 西部以南からは知られていない。この菊石群は，北西欧ではよく知られているものであるが，第5図に示すように分布は北極海地方と Alaska 地方にあつて，北方系菊石の代表的な例である。これに対し，地中海地域では，先祖型や特殊化した Harpoceratataceae が発達し，Domerian を示している。この群の代表的なものは，Appennine 山脈や Hungary の *Arieticeras, Fuciniceras* を主とする *Canavaria, Fontanelliceras* を含む菊石群で，これらが豊浦地方や来馬地方に知られていることは，Tethys 海域との連繋を強く示しているものである。しかし，これらの属は，いずれもかなり最近に樹てられたものであるから，Tethys からの菊石のうちのあるものは，これに属するものがあるかもしれない。この意味で，西南太平洋からの Harpoceratids や Grammoceratids は，再検討を必要とする。



第7図 志津川・来馬・豊浦地方における海侵・海退

Tr: 海侵, *Reg*: 海退, A: Aalenian, T: Toarcian, P: Pliensbachian, S: Sinemurian, H: Hettangian
——志津川統, —·—来馬統, ----豊浦統

前に述べたように，来馬地方で，*Amaltheus* と *Canavaria* が共存していることは，北方系と南方系の海の会する地点を示すものとして注目しなければならない。

(4) Toarcian Toarcian は環太平洋地域の下部ジュラ系中最も菊石類を豊富に産し，最も分布の広がつた時期である。菊石群は，*Hildoceras, Grammoceras, Harpoceras* などの Harpoceratataceae が最も優勢で，殆ど環太平洋全域に亘つている他，*Dactylioceras, Coeloceras* などの Dactylioceratids もかなり発展した。

Dactylioceratid は，New Zealand, Molucca 諸島，豊浦，British Columbia, Argentine 西部国境等に知られ，いずれかといえば Toarcian 下部を示している。特に，この期の菊石の Australia 近傍での唯一のものが New Zealand からの Dactylioceratid であることは注意しなければならない。これに対し Harpoceratataceae の群は，更に広く且豊富で，New Zealand を除く上記の地方の他に，Indochina や，Siberia, Alaska, Andes 等からも報告がある。これらの2つの群はおおむね共存する。

Toarcian 上部から Aalenian**にかけて，*Hammatoceras* およびその近縁属が豊富になる。Molucca 諸島などでは，*Hammatoceras* は Harpoceratid よりやや上位に独立した層準をつくり，北上の Hh 帯のような性格をもつている。*Ham-*

* この部を特に Domerian と呼ぶことがある．Oppel, Haug, Morley Davis, Spath らにより用いられ，*Amaltheus* や *Paltopleuroceras* を特徴にする．

** Aalenian は，Bajocian 下部の *Sonninia sowerbyi, Ludwigia murchisonae, Leioceras opalinum* の3帯を指すもので，ヨーロッパ大陸で慣用されたものである．日本では，*Hammotoceras* を主とするこの時期の菊石は Toarcian のものと，非常に近い関係にあり，しかも，上部は全国的に弱い不整合関係で，*Stephanoceras* を標準化石とする層準と接している．従つて，Haug などのしたように，ここまでを Lias として下部ジュラ系にし，*Stephanoceras* 以後を Dogger にするのが，日本では適当だと筆者は考えている．環太平洋地域でも，Stephanoceratid の分布は，かなり別個のもので，Hammatoceratid が Harpoceratid と強い関係を持つので，Dogger-Lias の境界は Aalenian 後がよいようである．

matoceras は亦比較的稀な *Tmetoceras* と共存して，Aalenian 下部を示すことがある。*Tmetoceras* は，第6図のように，分布は比較的限られているが，北部北アメリカにかなり多数知られていて，日本の北上産のものは，この時期が Alaska 地方への近い関係を持つていたことを示している。西南太平洋では，今のところ Mae Sot 地方から知られているに過ぎないが，かなり重要な標準化石である。

Pseudolioceras, *Haugia*, *Lillia* などの末期の Harpoceratacеae は比較的限られた分布を示す。Transbaikal で *Leioceras* (?) の産出があつたが，北上産のものと，どの程度の親近性があるか，原記載に接していないので何ともいえぬ。たが，日本と Amur 地向斜との関係を考慮するのに重要な資料である。

(5) 更に菊石群全体として，Phylloceratids および Lytoceratids が種数でかなり優勢であることに注目する必要がある。元来これらの諸属は，装飾の単純さから同定の困難なことと，その産出層準がかなり長いことから，各地であまり重視されず見逃されてしまう傾向があつた。しかしながら，KRUMBECK が 1920 年に Rotti 島の菊石群について指摘したように，地中海—Tethys 海域の特徴として，これらの smooth Ammonites の種数の多いことを挙げねばならない。同じことは，Caucasus や，Himalaya の菊石群についてもいえる。日本でも，かなり多数これらの種を産する。種数としてさほど優勢でないが，各層準から産出し，個体数も割に多いので，太平洋地域の特徴の一つを示していると考えていいだろう（第7図）。

§3. 日本下部ジュラ系菊石群の独自性について

前2章に述べたように，日本には3つの良く知られた下部ジュラ系の堆積区があるが，共通する菊石種は，わずかに，豊浦・北上の *Harpoceras okadai* と *Hammatoceras kitakamiense* のみである。この堆積区でも，各時期の菊石群は独自のもので，それぞれ，北方系・南方系などの種々の要素から成つている。従つて，各堆積区毎に，堆積の時期が喰い違つているか，又は，異つた方向へ，公海に連つていたと考えねばならない。全体として，Sinemurian 上部・Pliensbachian 下部を除いて，Hettangian から Aalenian 迄，すべての階があるが，堆積区毎に，独自の沈降隆起をしている。日本のジュラ紀前期は，このような局地化した波曲期であつたようである。

結　　語

要約すると，

(1) 日本下部ジュラ系には，最下部 Hettangian，上部 Sinemurian，下部 Pliensbachian を除き，凡そすべての層準が知られている。

(2) 各堆積区間に，共通した菊石種は極めて少く，夫々独自の要素から成つている。

(3) 各時期を通じて，西南太平洋地域への親近性が強いが，Domerian および Aalenian には，来馬・北上地方は，それぞれ，北方への連繋が強い。

(4) 日本のジュラ系では，下部ジュラ系は，Aalenian までを含み，中部ジュラ系は，*Stephanoceras* の出現以後であらわされる。

(5) 堆積区はいちじるしく局地化されている。

参 考 文 献

Arkell, W. J. (1946): Standard of the European Jurassic. *Bull. Geol. Soc. Amer. Vol. 57.*

Avias, J. (1953): Contribution à l'Etude Stratigraphique et Paléontologique de la Nouvelle-Calédonie Centrale. *Sciences de la Terre, Tome 1, Nos. 1～2.*

*Bemmelen, R. W. van (1949): The Geology of Indonesia, Bureau of Mines in Indonesia, the Haag.

*Burckhardt, C. (1930): Etude synthétique sur le Mésozoique mexicain. *Mém. Soc. Pal. Suisse, Vol. 49 et 50.*

Davis, S. G. (1952): The Geology of Hongkong.

*Frebold, H. (1953): Correlation of the Jurassic Formations of Canada. *Bull. Geol. Soc. Amer., Vol. 64.*

Fromaget, J. (1941): L'Indochine Française. Sa structure géologique, ses roches, ses mines et leurs relations possibles avec la Tectonique. *Bull. Serv. Géol. Indochine, Vol. XXVI, Fasc. 2.*

Fukada, A. (1945): Geology of Ojika Peninsula. 東大卒論.

Gerth, H. (1935): Geologie Südamerikas, Teil 2, *Geologie der Erde*, Berlin.

早坂 一郎 (1943): フィリツピン群島のジユラ紀層について, 台湾地学記事, Vol. XIV, Nos. 1～2.

Hayden (1902): The Geology of the province of Tsang and Ü in central Tibet. *Mem. Geol. Surv. India, Vol. 36, pt. 3.*

市川浩一郎 (1950): 北上山地南部の三畳紀層 地質調査所, 日本三畳系の地質.

*Imlay, R. W. (1952): Correlation of the Jurassic Formations of North America. Exclusive of Canada. *Bull. Geol. Soc. Amer., Vol. 63.*

稲井 豊 (1939): 宮城県本吉郡志津川町四近の地質, 地質雑, 46 巻 548 号.

Khudiaev, J. (1931): The Jurassic marine deposits in Eastern Transbaikalia. *Bull. Geol. Service of USSR, 50, Nr. 39*, Leningrad.

木村 達明 (1952): 岩室累層の地質学的研究 (1), 地質雑, 58 巻 685 号.

小林 貞一 (1948): 日本群島地質構造論 中巻前篇.

Kobayashi, T. (1954～55): Studies of the Jurassic Trigonians in Japan. Parts I～III, *Japan. Jour. Geol. Geogr., Vol. XXV, Nos. 1～2; Vol. XXV, Nos. 3～4; Vol. XXVI, Nos. 1～2.*

小林貞一その他 (1955): 来馬層群とその基盤岩類に関する新知見, 地質雑, 61 巻 718 号.

小西 健二 (1954): 山奥層 (岡山県北部の侏羅紀層), 地質雑, 60 巻 707 号.

Kraft, A. von (1902): Notes on the "Exotic Blocks" of Malla Johar in the Bhot Mahals of Kumaon. *Mem. Geol. Surv. India, Vol. 32, pt. 3.*

Kruizinga, P. (1931): Cephalopoda, Festbundel K. Martin, *Leids. Geol. Med. deel V.*

Leuchs, J. (1935): Geologie von Asien, *Geologie der Erde*, Berlin.

Marwick, J. (1953): Divisions and Faunas of the Hokonui System (Triassic and Jurassic). *New Zealand Geol. Surv., Pal. Bull. 21.*

松本 達郎 (1953): 侏羅紀, 地史学下巻.

松本達郎・小野 暎 (1947): 豊浦層群の化石層序学的研究, 九大研報, 2巻1号.

Mori, K. (1949): On the Jurassic Formations in the Hashiura District, Province of Rikuzen, Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr., Vol. 21, Nos. 1～4.*

Obrutschev, W. A. (1926): Geologie von Sibirien, Berlin.

Sato, T. (1954): Découverte de *Tmetoceras* dans le Plateau de Kitakami du Nord du Japon. *Japan. Jour. Geol. Geogr., Vol. XXIV.*

Sato, T. (1954): *Hammatoceras* de Kitakami, Japon. *Japan. Jour. Geol. Geogr. Vol. XXV, Nos. 1～2.*

Sato, T. (1955): Les Ammonites recueillies dans le Groupe de Kuruma, Nord du Japon Central. *Trans. Proc. Pal. Soc. Japan., N. S., No. 20.*

志井田 功 (1940): 宮城県気仙沼町近傍の地質に就きて, 東北帝大, 地質古生物研報 33 号.

Sresthaputra, V. and S. Buravas (1953): Geology, in Geologic Reconnaissance of the Mineral Deposits of Thailand. *Roy. Dept. Mines. Geol. Surv. Mem. 1.*

Tilmann, N. (1917): Die Fauna des unteren und mettleren Lias in Nord und mittel Peru. *N. Jb. f. Min., Bb. 41.*

Weaver, C. E. (1931): Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West central Argentina. *Mem. Univ. Washington, Vol. 1.*

Yokoyama, M. (1904): On Some Jurassic Fossils from Rikuzen. *Jour. Coll. Sc. Imp. Univ. Tokyo, Vol. 18, Art. 6.*

Yokoyama, M. (1904): Jurassic Ammonites from Echizen and Nagato. *Jour. Coll. Sc. Imp. Univ. Tokyo, Vol. 19, Art. 20.*

Yoshida, T. (1944): The Geology of the Mizunuma District, Miyagi Pref. 東大卒論.

* 印は多くの引用文献を載せているもの.

Petrogenetic Significance of the K_2O/Na_2O Ratios of Volcanic Rocks of the Fuji and Nasu Volcanic Zones in Japan

by

Masao YAMASAKI*

(Received February 9, 1956)

Abstract

Data are presented to show that contamination of magma by the rocks of granitic composition increases the ratio K_2O/Na_2O of the magma. Thus the volcanic rocks of the Izu Islands which are considered to be free from contamination by granitic rocks show lower K_2O/Na_2O than those of the mainland of Japan. The effect of the contamination increases toward the end of the activity of some volcanoes as is shown by the higher values of K_2O/Na_2O in the later lavas than in the earlier. The effect of contamination by rocks other than granitic is also discussed.

Introduction

It is obvious that, as the crystallization of basaltic magma proceeds, the ratio K_2O Na_2O of the magma increases gradually owing to the crystallization of plagioclase, as the mineral contains some Na_2O but little K_2O. Crystallization of olivine and pyroxene does not affect this ratio because they do not contain either K_2O or Na_2O in appreciable amount. On the other hand an abrupt rise of the ratio would be expected when the magma is contaminated by granitic rocks or by argillaceous sediments, because these plutonic and sedimentary rocks usually show higher K_2O/Na_2O.

In his previous paper on the petrology of Nyohô-Akanagi Volcano, Nikkô, north of Tokyo, the writer (YAMASAKI, 1954) showed that the effect of the contamination of magma by the Palaeozoic sediments is distinguished from that of the fractional crystallization by an abrupt rise of the value of K_2O/Na_2O. He plotted the compositions of the lavas in the K_2O/Na_2O-SiO_2 diagram which is reproduced in Fig. 1. Here the SiO_2 content of the rocks is used as a measure of the "stage" reached by the magma during differentiation because no better measure has been found yet.

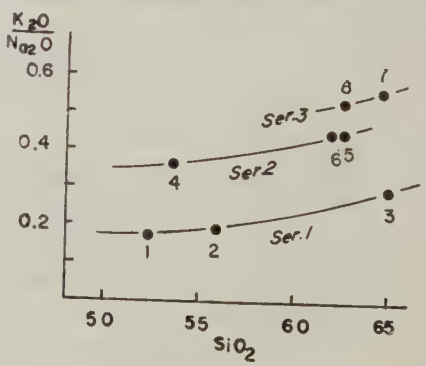


Fig. 1

In this diagram both the points for the groundmass of porphyritic rock and bulk composition of the same rock lie approximately on the curve which represents the trend of differentiation of the magma through fractional crystallization. Therefore, the effect of the presence of phenocrysts can usually be ignored in discriminating the effect of contamination from that of the fractional crystallization.

* Geological Institute, Faculty of Science, University of Tokyo.

Kuno (1950) distinguished two rock series as the differentiates of the tholeiitic magma according to the pyroxenic phase of the groundmass. He considered that the rocks of the pigeonitic rock series, which are characterized by the presence of pigeonitic pyroxene in the groundmass, are derived from the parental magma mainly through fractional crystallization, while those of the hypersthenic rock series, which have hypersthene in the groundmass, are formed through fractional crystallization of the magma contaminated by rocks of granitic composition.

Kuno (1953) also pointed out that the rocks of the hypersthenic rock series are absent in the Izu Islands where, as suggested by gravity measurements, the granitic crust is either thin or lacking and consequently the magma would have little chance of contamination by such rocks, while the rocks of the same rock series are quite common in the volcanoes of the mainland where the granitic crust is thick.

It would be expected, therefore, that in a given comagmatic area the rocks of the hypersthenic rock series have generally higher K_2O/Na_2O than those of the pigeonitic rock series.

In this paper the ratio K_2O/Na_2O of the lavas of the Pleistocene volcanoes in the Izu Islands and northeastern Japan, which have been better studied than those of the other regions, are examined statistically so as to see whether there is some systematic difference in this ratio between the rocks of the two rock series occurring in the same region and also in different regions.

For this purpose the rocks of the volcanoes in the Izu Islands and the northeastern Japan have been divided into six groups on the basis of two factors: their geographical distribution and petrographic characters (whether they belong to the pigeonitic or hypersthenic rock series).

The difference in the value of K_2O/Na_2O between the rocks of the six groups is shown graphically.

It is also intended to show that the values of K_2O/Na_2O of the lavas of some volcanoes change regularly with the order of their eruption. The increase of the value from the early to later stage of activity is in harmony with the Kuno's statement (1954a) that the rocks of the hypersthenic rock series tend to be erupted at or near the closing stage of the activity of individual volcanoes.

K_2O/Na_2O in series of rocks of different regions

The writer divided the rocks of the volcanoes of the Fuji zone and the Nasu zone into the following six groups: (see the index map, Fig. 2)

Group I Pigeonitic rock series of the southern half of the southern subzone of the Fuji zone (Kuno, 1952).

Group II Pigeonitic rock series of the northern half of the southern subzone of the Fuji zone.

Group III Hypersthenic rock series of the same area as Group II.

Group IV Hypersthenic rock series of the northern subzone of the Fuji zone.

Group V Pigeonitic rock series of the Nasu zone.

Group VI Hypersthenic rock series of the same zone as Group V.

This grouping of volcanoes is shown in Table 1. In the

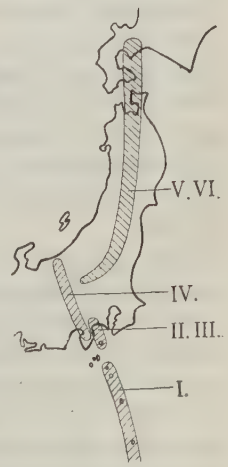


Fig. 2

Table 1

List of the volcanoes, analyses of whose lavas are used for the calculation. The numerals after the names of the volcanoes give the number of the used analyses. The references are shown in parentheses and the names of the persons whose unpublished data are used are indicated by asterisks.

Group I: Pigeonitic rock series of the southern half of the southern subzone of the Fuji zone.

Kita-Iô-jima, 1 (Tsuya, 1937); Tori-shima, 2 (Tsuya, 1937; Tanakadate, 1940); Bayonnaise Rocks, 1 (Morimoto, Fisher and Nasu, 1955); Myôjin Reef, 1 (Morimoto, 1954); Ao-ga-shima, 4 (Tsuya, 1937; Isshiki, 1955); Hachijô-jima, 17 (Tsuya, 1937; Isshiki*); Mikura-jima, 1 (Tsuya, 1937); Miyake-jima, 2 (Tsuya, 1937).

Group II: Pigeonitic rock series of the northern half of the southern subzone of the Fuji zone.

Ôshima, 8 (Tsuboi, 1920; Kani, 1934; Iwasaki, 1935; Tsuya and Morimoto, 1951); Usami Volcano, 6 (Tsuya, 1937); Taga Volcano, 10 (Kuno, 1936; Tsuya, 1937); Hakone Volcano, 23 (Kuno, 1950; Nagashima, 1953).

Group III: Hypersthenic rock series of the same area as Group II.

Usami Volcano, 1 (Tsuya, 1937); Taga Volcano, 1 (Kuno, 1936); Hakone Volcano, 9 (Kuno, 1950; Nagashima, 1953).

Group IV: Hypersthenic rock series of the northern subzone of the Fuji zone.

Amagi Volcano, 7 (Tsuya, 1937); Ômuro-yama volcano group, 9 (Tsuya, 1937; Nagashima, 1953; Kuno, 1954); Kayagatake, 2 (Ichiki, 1929); Kurohime Volcano, 3 (Yamada, 1934); Iizuna Volcano, 3 (Yamada, 1934); Myôkô Volcano, 6 (Kuno*).

Group V: Pigeonitic rock series of the Nasu zone.

Akagi Volcano, 1 (Ôta, 1952); Nantai Volcano, 4 (Tsuboi and Sugi, 1926; Yamasaki*); Nyohô-Akanagi Volcano, 6 (Yamasaki, 1954); Towada Volcano, 4 (Kawano, 1939; Kuno*; Yamasaki*); Usu Volcano, 1 (Yagi, 1953).

Group VI: Hypersthenic rock series of the Nasu zone.

Akagi Volcano, 9 (Ôta, 1952; Kuno*); Nantai Volcano, Tanzei Volcano and Kaneda Volcano, Nikkô, 4 (Yamasaki*), Nyohô-Akanagi Volcano, 2 (Yamasaki, 1954); Narugo Vocano, 6 (Shiga, 1929); Usu Volcano, 4 (Yagi, 1953); Tarumai Volcano, 18 (Data quoted by Ishikawa, 1952).

area of Group I, namely the southern part of the Izu Islands, rocks of the hypersthenic rock series have not been found yet. The rocks of Group I are most likely to be free from the contamination by the rocks of the granitic composition.

In the northern subzone of the Fuji zone only a few chemical data of the rocks of the pigeonitic rock series are available, so that they are omitted from the above grouping.

In order to facilitate the comparison of the

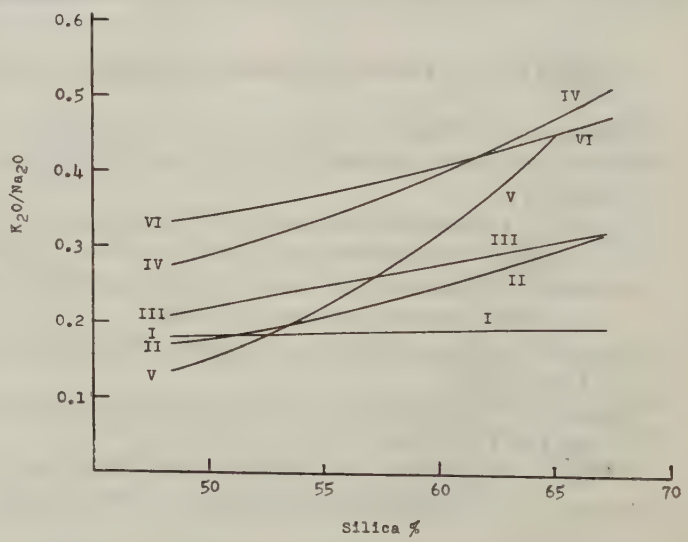


Fig. 3

ratio K_2O/Na_2O of the rocks of the six groups, regression curve representing the average variation of the ratio with SiO_2 throughout the series of the rocks of the each group was located by means of the least square method, as shown in Fig. 3. The curves were located being assumed to be exponential.

According to the test tentatively made on the significance of the difference in the constants of the equation of the curve, a significant difference exists between the position of the curve for Group I and those of the curves for the other groups.

Therefore, it is seen from the figure that the rocks most probably free from the contamination by granitic rocks (Group I) have generally lower K_2O/Na_2O than those considered as formed through the contamination (Groups III, IV and VI).

Tsuya (1937) has already pointed out that the rocks of the northern subzone of the Fuji zone are richer in K_2O than those of the southern subzone.

The K_2O/Na_2O of the acidic members of the pigeonitic rock series of the Nasu zone (Group V) approaches that of the acidic members of the hypersthenic rock series of the same zone (Group VI). This fact suggests that the former is affected in some way by the contamination.

The rocks, both of the pigeonitic and hypersthenic rock series, of the northern part of the southern subzone of the Fuji zone (Groups II and III) have the values of K_2O/Na_2O rather similar to one another and intermediate between those of Groups I and IV. From this fact the writer considers that the contamination of the magma by the granitic rocks as well as rocks other than granitic is responsible for the formation of the rocks of this area, as will be discussed later.

The foregoing discussion is based on an assumption that the rocks under consideration were derived from a common parental magma. The facts that the rocks of the two rock series are in many cases erupted from one and the same vent and that all the curves for the pigeonitic rock series (Gronps I, II and V) converge at the basic end seem to support this assumption.

According to Katsui (1954) the lavas of the Chôkai volcanic zone lying along the Japan Sea coast and to the west of the Nasu zone are considerably richer in K_2O than those of the Nasu and Fuji zones. The values of K_2O/Na_2O of the eight lavas of the Chôkai zone analyzed by Katsui range from 0.38 to 1.02 and the average is 0.65. In this case, however, a high K_2O content of the parental magma of the Chôkai zone must also be considered.

Relation between K_2O/Na_2O of lavas and order of their eruption

Kuno (1954a) pointed out that in several volcanoes the products of their final stage of activity are represented by rocks of the hypersthenic rock series, while the products of the main stage are characterized by rocks of the pigeonitic rock series.

It may be considered, therefore, that the effect of contamination by the rocks surrounding the magma reservoir increases either progressively toward the close of the history of the volcano or abruptly at the period of quiescence.

A long period of quiescence is often succeeded by the activity whose products are represented by highly contaminated rocks. Then the activity of the volcano usually comes to an end.

It has been shown previously (Yamasaki, 1954) that in Nyohô-Akanagi Volcano the contamination of the magma by the Palaeozoic sediments increases the value of K_2O/Na_2O stepwise from the lavas of the first stage of activity (Series 1) to

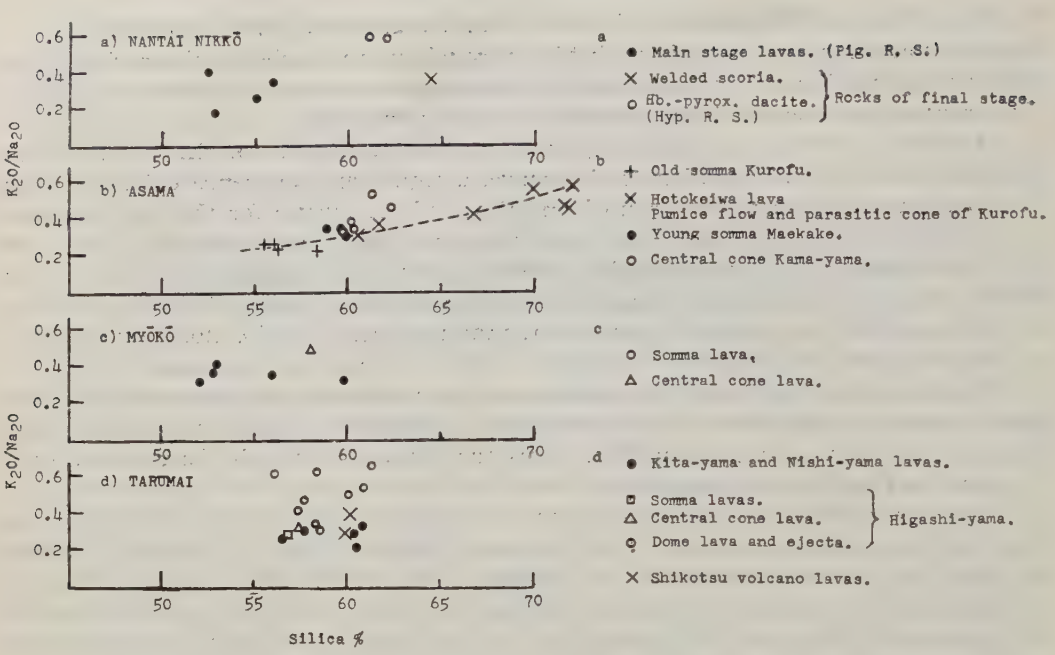


Fig. 4

those of the second (Series 2) and finally to those of the third (Series 3) (see Fig. 1). In contrast to this, the effect of the crystallization differentiation is a gradual increase of K_2O/Na_2O from the basic rocks to the acidic ones as is shown by the curve for each series in Fig. 1. The rocks of the latest series belong to the hypersthenic rock series, while the others to the pigeonitic rock series.

In Nantai Volcano lying just southwest of Nyohô-Akanagi the product of the main stage of activity is olivine-pyroxene andesite of the pigeonitic rock series, while that of the later stage of activity includes hornblende-pyroxene dacite of the hypersthenic rock series. The latter product was erupted in the form of pyroclastic flow (pumice flow and welded scoria flow) and a viscous lava flow.

In Fig. 4a are plotted the analysis published by TSUBOI and SUGI (1926) and unpublished data of the writer. The figure shows that K_2O/Na_2O of the rocks of the later stage is higher than that of the rocks of the main stage. The basement of Nantai consists of granitic rocks whose fragments are abundant in the deposits of the pyroclastic flows.

The appearrance of the rocks of the hypersthenic rock series and the higher values of K_2O/Na_2O of them strongly suggest that the effect of contamination increases toward the end of the activity of this volcano.

Asama Volcano in central Honshû, lying northwest of Tokyo, affords one of the best examples of the progressive increase of K_2O/Na_2O of lavas from the earlier to later stage of activity as shown by many chemical analyses (TSUYA, 1934; IWASAKI, 1937; ARAMAKI, unpublished data).

Asama is a triple volcano having the history of activity divided into the following four periods:

1. Formation of Kurofu Volcano now represented by the old somma.
2. Hotokeiwa lava and pumice flow.

3. Formation of Maekake Volcano now represented by the young somma.
4. Formation of Kama-yama, active central cone.

The K_2O/Na_2O-SiO_2 diagram of the rocks of Asama is shown in Fig. 4b. With respect to the SiO_2 content the Asama rocks are divided into two groups: a comparatively basic group and acidic one. The latter includes the Hotokeiwa lava, pumice flow and the lava of the parasitic cone of Kurofu. The progressive increase of the value of K_2O/Na_2O from older to younger lavas is seen in the basic group. Thus the ratio increases progressively from the Kurofu lavas passing through the Maekake lavas to the recent lavas of Kama-yama.

Although our knowledge of the basement rocks of the volcano is poor, the Asama lavas seem to have been contaminated by argillaceous sediments. Accidental ejecta including cordierite ceramicite are abundant among the blocks ejected from the Kama-yama crater. According to Aramaki (oral communication), almost all of the lavas of Asama are of the hypersthenic rock series. Thus as early as in the Kurofu stage the rocks produced through the contamination were erupted and since then the effect of contamination has increased until the present stage of activity. Explosive eruption of pumice and collapse of the summit of the volcano, which took place several times, may have accelerated the contamination of magma. Rocks of the acidic group were derived from the more basic magma chiefly through the fractional crystallization. Also the contamination seems to have taken place in some extent.

According to the unpublished data of Kuno the central cone lava (pyroxene-hornblende andesite) of Myôkô Volcano, Niigata Prefecture, lying at the northern end of the Fuji zone is higher in $K_2O \cdot Na_2O$ than the somma lavas (pyroxene andesite and hornblende-pyroxene andesite) which are older than the former (Fig. 4c). All of the lavas plotted in the figure are of the hypersthenic rock series.

Tarumai Volcano, Hokkaidô, is a stratovolcano with a somma and a central cone. At the summit of the central cone is a shallow crater within which was formed a lava dome in 1909. The rock forming the dome contains abundant xenoliths of various origins, igneous and sedimentary (Ishikawa, 1953). Based on the chemical analyses of the Tarumai lavas given by Satô (1909), Ôinouye (1909), Suzuki (1935) and Kani (1939), all of which were quoted in Ishikawa's (1952) paper, the K_2O/Na_2O-SiO_2 diagram was constructed (Fig. 4d). It is seen from the figure that K_2O/Na_2O of the dome lava is higher than those of the lavas of the central cone and the somma as well as than those of the lavas of the other cones, Kita-yama and Nishi-yama. According to Ishikawa (oral communication) all of the lavas of Tarumai are of the hypersthenic rock series.

In all of these examples K_2O/Na_2O of the lavas increases toward the later stage of activity. This fact may be interpreted as due to the increasing effect of contamination of magma by the granitic or argillaceous rocks underlying the volcanoes, although in some cases the effect of fractional crystallization cannot entirely be ruled out.

Thus the effect of the contamination is seen not only in the change of the rock types, i. e. from rocks of the pigeonitic rock series to those of the hypersthenic, as has been pointed out by Kuno (1954a), but also in the increase of K_2O/Na_2O of the lavas. The increase of K_2O/Na_2O is recognized even among the rocks belonging to the same rock series. The change of the rock types takes place when the temperature of the magma is lowered enough to form orthopyroxene in the groundmass instead of pigeonite. This lowering of magmatic temperature is considered

by KUNO (1950) as due to the effect of concentration of volatile substances in the magma attending the contamination.

Contrary to these examples, all of which are found among the volcanoes in the mainland, those of the volcanoes in the southern Izu Islands (Group I of Table 1) do not show appreciable increase of K_2O/Na_2O of lavas from the early to later stage of activity, namely from the lavas of the main cone to those of the central cone which were erupted after a period of quiescence.

Thus, according to the data given by ISSHIKI (1955) (Table 2), the central cone lava of Ao-ga-shima, an insular volcano lying 350 kilometers south of Tokyo, is more acidic than the somma lavas, while its value of K_2O/Na_2O does not increase appreciably.

Table 2

Tabular comparison of the values of K_2O/Na_2O of the materials erupted at the earlier and later stages of activity of the volcanoes of the southern Izu Islands (Group I).

	K_2O/Na_2O	SiO_2		K_2O/Na_2O	SiO_2
Ao-ga-shima Volcano			Later: Myôjin Reef (Central cone)	0.19	68.23
Earlier: Somma lavas	0.13	50.62			
	0.13	51.69	Tori-shima Volcano		
Later: Central cone lava	0.15	59.50	Earlier: Somma lava	0.11	48.70
Bayonnaise Volcano			Later: Central cone lava	0.12	54.51
Earlier: Bayonnaise lava	0.13	51.95			

In Table 2 are shown two other examples. Myôjin Reef, lying 165 kilometers south of Ao-ga-shima, is considered to be the submarine central cone of submarine volcano Bayonnaise. According to MORIMOTO (1954) the pumice erupted in 1952 from Myôjin Reef is considerably more acidic than the rock forming Bayonnaise Rocks (MORIMOTO, FISHER and NASU, 1955). However, its value of K_2O/Na_2O shows only slight increase.

Tori-shima lying 165 kilometers south of Myôjin Reef, erupted in 1939. According to the analyses given by TANAKADATE (1940) and TSUYA (1937) the newly erupted lava is more acidic than the older lava, while the value of K_2O/Na_2O of the former only slightly increases as is seen in the table.

The nearly constant K_2O/Na_2O of the lavas of these volcanoes may be explained as due to the fact that the lavas are free from the contamination by the granitic rocks.

As has already been mentioned these volcanoes are not underlain by the granitic crust, so that their lavas show no sign of the contamination by granitic rocks.

When the magma is contaminated by the rocks other than granitic or argillaceous rocks the increase of K_2O/Na_2O does not necessarily occur. The examples of such case are as follows:

Hakone Volcano, lying at the northern end of the southern subzone of the Fuji zone, rests on a thick pile of altered volcanic rocks, the Yugashima group, of the Tertiary age which is considered as forming the roof of the magma reservoir of the volcano. On the volcano following three periods of activity have been recognized (KUNO, 1950 and 1953):

1. Formation of a stratovolcano which is now represented by the old somma. The volcano consists chiefly of pyroxene andesite of the pigeonitic rock series. Rocks of the hypersthenic rock series were also erupted in this stage.

2. Formation of a shield volcano in a caldera formed at the top of the

stratovolcano. This shield volcano is now represented by the young somma and consists of the lava of the more advanced stage of differentiation of the pigeonitic rock series than the old somma lavas. At the end of this stage an eruption of pumice flow took place which was succeeded by the formation of caldera.

3. Formation of central cones which consist of lavas of the hypersthenic rock series.

According to the chemical data given by KUNO (1950) and NAGASHIMA (1953) a diagram shown in Fig. 5a is constructed. As is seen in the diagram, the values of K_2O/Na_2O of the lavas of the central cones show no increase. It is possible that the wall rock of the magma reservoir, which is most likely to have been assimilated by the magma after the formation of the caldera, are altered volcanic rocks of the Yugashima group.

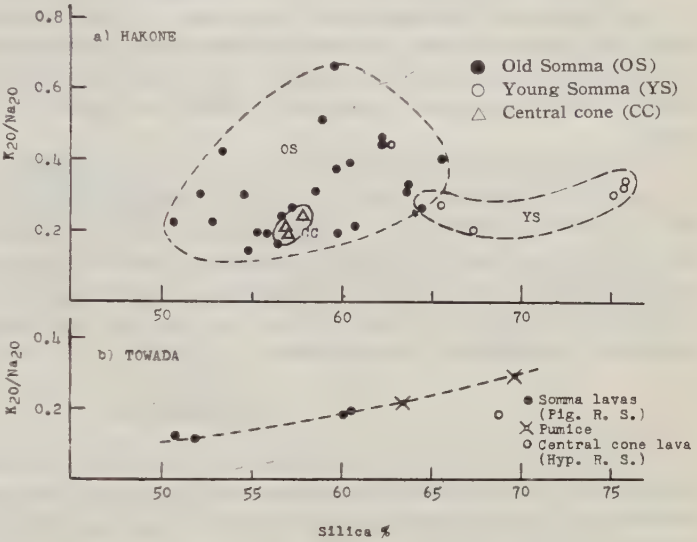


Fig. 5

Towada Volcano, lying on the boundary between Aomori and Akita Prefectures, is a stratovolcano with a double caldera at the summit. The volcano has three stages of activity. The rocks erupted at the 1st and 2nd stags of activity are chiefly pyroxene andesite of the pigeonitic rock series. Each of these two stages was terminated by the caldera formation succeeding the eruption of a large amount of pumice. The 3rd stage of activity was represented by the eruption of the central cone, Ogura-yama, which took place at the rim of the inner caldera of the 2nd stage. According to the analyses given by KAWANO (1939) and the unpublished data of KUNO and the present writer, the lava of Ogura-yama belonging to the hypersthenic rock series has the value of K_2O/Na_2O nearly identical with those of the lavas of the 1st and 2nd stages of activity.

This volcano rests on the so-called green tuff formation, a thick pile of the altered volcanic rocks of the Tertiary age. It is possible, if not probable, that the lava of Ogura-yama was contaminated by the altered volcanic rocks owing to the collapse of the roof of the magma reservoir after the pumice eruption.

The fact that the lavas of the central cones of Hakone and Towada do not show the increase of the value K_2O/Na_2O compared with the respective somma lavas is possibly explained as due to the contamination of the magmas by the altered volcanic rocks whose values of K_2O/Na_2O are similar to those of the magmas. As those altered volcanic rocks contain minerals such as chlorite, albite and zeolite, all of which are stable only at low temperatures, they may be easily disintegrated and incorporated into the magma by which they are captured, instead of recrystallizing into rocks with mineral assemblages stable under the magmatic conditions.

In Fig. 3 the curve for the hypersthenic rock series of the northern half of

the southern subzone of the Fuji zone (Group III) is situated close to the curve for the pigeonitic rock series of the same area (Group II).

It is possible, if not probable, that the rocks of the hypersthenic rook series of thc above area were formed through the contamination by the altered volcanic rocks of the Yugashima group underlying that area.

Even in the volcanoes of the southern part of the Izu Islands (Group I) the contamination of the magma by the rocks of the Yugashima group seems to take place to some extent. From Myôjin Reef, Morimoto (1954) reported pumice contaminated by foreign materials. The effect of the contamination by the rocks of the Yugashima group, however, cannot be detected by the graphical method here used.

A further comment is needed. The writer considers that the boundary between the pigeonitic and the hypersthenic rock series, which is drawn petrographically, is not a deep gulf genetically. Thus Shimizu (1950) reported a lava flow from Norikura Volcano, central Honshû, whose groundmass contains pigeonite in one place and hypersthene and augite in another. Therefore, the lava belongs to the both rock series at the same time. This fact may be explained as due to uneven distribution of xenoliths in the magma.

Conclusion

Any graphical method that has been proposed to trace the genesis of igneous rocks is too simple and incomplete to give us full information of the complicated processes of the differentiation of natural magma. The use of the K_2O/Na_2O-SiO_2 diagram also cannot escape from being such an incomplete method. Yet these methods are useful for us to get some important information on the magmatic evolution when they are properly used.

By means of the K_2O/Na_2O-SiO_2 diagram the effect of the contamination of magma by granitic materials can be distinguished from that of the fractional crystallization. It is shown that, when the tholeiitic magma is contaminated by the granitic rocks, K_2O/Na_2O of the magma increases markedly and thus attains to some values distinctly higher than those of the pure differentiation series of the same magma.

It is also shown by the same diagram that the effect of the contamination is more marked in the later stage of activity of a volcano than in the earlier. Marked increase of K_2O/Na_2O in the younger lavas of a volcano is seen even in the rocks belonging to the same rock series: the pigeonitic or the hypersthenic.

The effect of contamination of magma by the rocks having the similar value of K_2O/Na_2O to that of the magma, however, cannot be detected by the diagram here used.

Acknowledgement

The writer wishes to express his cordial thanks to Professor Hisashi Kuno and Messrs. Naoki Isshiki and Shigeo Aramaki of the University of Tokyo for much advice and help and also for the permission of using their unpublished data and to Dr. Akiho Miyashiro and Messrs. Arata Sugimura, Jun Itô and Fukutaro Hori of the same university and Mr. Shinobu Hada of the Fukada Geological Institute for the criticism of the result.

A part of the expense of this study was defrayed by the Grant for Scientific

Researches from the Ministry of Education.

References

Ichiki, M. (1929): Volcano Kayagatake. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Vol. 7, pp. 335～380.

Ishikawa, T. (1952): The chemical characteristics of the lavas from Volcano Tarumai, Hokkaidô. Japan. *Jour. Facul. Sci. Hokkaidô Univ., Ser. IV*, Vol. 8, No. 2, pp. 107～135.

———. (1953): Xenoliths included in the lavas from Volcano Tarumai, Hokkaido, Japan. *Jour. Facul. Sci. Hokkaidô Univ., Ser. IV*, Vol. 8, No. 3, pp. 225～244.

Isshiki, N. (1955): Ao-ga-sima Volcano. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, Vol. 26, Nos. 3～4, pp. 209～218.

Iwasaki, I. (1935): Geochemical study of Japanese volcanoes, Part 2, Chemical compositions of lavas of Ôsima Volcano, Izu, (in Japanese). *Jour, Chem. Soc. Japan*, Vol. 56, pp. 1511～1520.

——. (1936): Geochemical study of Japanese volcanoes, Part 5, Chemical compositions of lavas of Asama Volcano, (in Japanese). *Jour. Chem. Soc. Japan*, Vol. 57, pp. 1324～1336.

Kani, K. (1934): The measurement of the viscosity of basalt glass at high temperatures II. *Proc. Imp. Acad.*, Vol. 10, pp. 79～82.

——. (1939): Viscosity of fused rocks, (in Japanese). *Jour. Jap. Ass. Petr. Min. Econ. Geol.*, Vol. 14, pp. 8～24.

Katsui, Y. (1954): Chemical compositions of the lavas from the Chôkai volcanic zone, Japan, (in Japanese). *Jour. Geol. Soc. Japan*, Vol. 65, pp. 185～191.

Kawano, Y. (1939): Chemical study of the erupted products of Towada Volcano, (in Japanese). *Jour. Jap. Ass. Petr. Min. Econ. Geol.*, Vol. 22, pp. 260～275.

Kuno, H. (1936): Chemical compositions of volcanic rocks from Izu and Hakone, (in Japanese). *Bull. Volc. Soc. Japan*, Vol. 3, pp. 53～71.

——. (1950): Petrology of Hakone Volcano and the adjacent areas, Japan. *Bull. Geol. Soc. America*, Vol. 61, pp. 957～1020.

——. (1952): Cenozoic volcanic activity in Japan and surrounding areas. *Trans. New York Acad. Sci. Ser. II*, Vol. 14, pp. 225～231.

——. (1953): Formation of calderas and magmatic evolution. *Trans. Amer. Geoph. Union*, Vol. 34, No. 2, pp. 267～280.

——. (1954a): Volcanoes and volcanic rocks, (in Japanese). *Iwanami-Shoten, Tokyo, Japan.*

——. (1954b): Geology and petrology of Ômuro-yama volcano group, North Izu. *Jour. Facul. Sci. Tokyo Univ., Ser. II*, Vol. 9, Part 2, pp. 241～265.

Morimoto, R. (1954): The 1952～1953 eruption of Myôjin reef with special reference to the volcanic rock fragments embedded into the wreckage of "No. 5 Kaiyô-maru", (in Japanese). *Studies from the Geol. Min. Inst. Tokyo Univ. Education, Memorial Volume dedicated to the late Prof. Kiyosuke Kawada*, pp. 5～14.

——, Fisher, R. L. and Nasu, N. (1955): Bathymetry and petrography of the Bayonnaise Rocks, Japan. *Proc. Japan Acad.*, Vol. 31, No. 10, pp. 637～641.

Nagashima, K. (1953): Geochemistry of the Kita-Izu and Hakone volcanic rocks, Shidara volcanic rocks and Hamada nepheline-basalts. *Bull. Facul. Agricul. Tokyo Univ. Agricul. Tech.*, Vol. 1, No. 2, pp. 1～39.

Ôinouye, Y. (1909): Report on the eruption of Tarumae-dake, (in Japanese). *Rep. Earthq. Invest. Commit.*, No. 64, pp. 1～23.

Ôta, R. (1952): Petrographic study of the Akagi Volcano lava, (in Japanese). *Rep. Geol. Surv. Japan.* No. 151, pp. 1～40.

Satô, D. (1909): Report on the eruption of Tarumai-yama, (in Japanese). *Rep. Geol. Surv. Japan*, No. 14, pp. 1～33.
Shiga, Y. (1929): Chemical properties of lavas of the Narugo Volcano, (in Japanese). *Jour. Jap. Ass. Petr. Min. Econ. Geol.*, Vol. 1, pp. 22～23.
Shimizu, J. (1950): On the siliceous xenoliths in the lava of Ichinoike crater, Norikura Volcano, (in Japanese). *Abstract of lecture, Jour. Geol. Soc. Japan*, Vol. 56, p. 272.
Suzuki, J. (1935): On the chemical properties of the lavas from Tarumai Volcano, (in Japanese). *Bull. Volc. Soc. Japan.* Vol. 2, No. 2, pp. 123～131.
Tanakadate, H. (1940): On the eruption of Torishima in 1939, (in Japanese). *Jour. Geol. Soc. Japan*, Vol. 47, pp. 387～403.
Tsuboi, S. (1920): Volcano Ôshima, Idzu, Japan. *Jour. Coll. Sci. Tokyo Imp. Univ.*, Vol. 43, Part 6, pp. 1～146.
—— and Sugi, K. (1926): Geological guide to the Nikkô district. *The 3rd Pan-Pacific Sci. Cong. Tokyo, Guidebook of excursion, B-1, Nikkô*, pp. 4～24.
Tsuya, H. (1934): Geology of Asama Volcano, (in Japanese). *The Geography*, Vol. 2, pp. 1265～1291 and 1479～1491.
——. (1937): On the volcanism of the Huzi volcanic zone with special reference to the geology and petrology of Izu and southern islands. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Vol. 15, pp. 215～357.
—— and Morimoto, R. (1951): Petrography of the 1950 lavas of Ôshima Volcano, the Seven Izu Islands, Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Vol. 29, pp. 563～570.
Yagi, K. (1953): Recent activity of Usu Volcano, Japan, with special reference to the formation of Shôwa Shinzan. *Trans. Amer. Geoph. Union*, Vol. 34, pp. 449～456.
Yamada, S. (1933): Volcanoes Iiduna and Kurohime, (in Japanese). *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Vol. 12, pp. 96～149.
Yamasaki, M. (1954): On the chemical composition of lavas of Nyohô-Akanagi Volcano, Nikkô. *Jour. Facul. Sci. Tokyo Univ., Ser. II*, Vol. 9, Part 2, pp. 345～354.

富士・那須両火山帯の火山岩の K_2O/Na_2O 比の岩石成因論的意義について

山　崎　正　男

マグマの K_2O/Na_2O 比は，マグマが花崗岩質岩石を同化すると増加する．伊豆諸島の火山岩は花崗岩質岩石を同化する機会がないと考えられている．これらの火山岩では，本州内陸の，花崗岩質岩石を同化する機会の多い火山岩にくらべ，平均して K_2O/Na_2O の値が小さい．個々の火山においても，火山成長の末期に近づくにつれ，噴出物の K_2O/Na_2O の値が増加し，末期において混成作用が著しくなつていることを示す例がある．花崗岩質岩石以外の岩石を同化したと思われる火山岩では，K_2O/Na_2O の値は増加してない．

鳥巣層群の層序および鳥巣石灰岩に関する研究*

木　村　敏　雄**

(1956 年 2 月 11 日受理)

The Torinosu Group and the Torinosu Limestone in the Togano and Go Basins, Kochi Prefecture

Toshio Kimura

(Abstract)

1) The Jurassic Torinosu group at its type locality, the Togano basin in Kochi Prefecture, is divided into the following six formations in ascending order: a) Tsukadani formation, b) Yatsuji formation, c) Toishiyama formation, d) Irezumizawa formation, e) Kambaradani sandstone, and f) Kambaradani shale.

2) The Kambaradani sandstone, in which *Aulacosphinctoides* cf. *steigeri* has been discovered by T. Kobayashi, is Kimmeridgian in age.

The molluscan fossils found in these formations are shown in Table 1. The faunas of the Yatsuji and Toishiyama formations and Kambaradani sandstone differ somewhat from one another.

3) In the Go basin the Naradani formation with quartzose basal conglomerate, rests upon the Sambosan group which contain abundant chert beds, and is conformably overlain by the Torinosu group. In the Togano basin the Torinosu group lies disconformably on the Naradani.

4) In the Togano basin it is presumed that the limstone was primarily formed as many small lenses, and subsequently were connected by the lime deposited on and between those lenses. The size of the limestone masses increased although their number decreased.

5) The limestone is composed mainly of calcarenite, calcilutite and oolite, with smaller amounts of calcirudite. Reef structures are also found. The sedimentary order of calcirudite-oolite- calcarenite-calcilutite is frequently seen.

6) There is no evidence in favour of the opinion that the whole masses of the limestone lenses represent former reefs. The writer's opinion is that there were small reefs in the limestone masses, and that these reefs were constantly destroyed by wave action and the derivatives are the important calcareous component of the limestone.

I. 緒　　言

高知県佐川町四近はジュラ紀後期の鳥巣層群の模式地であり，古くより多くの人により調査研究されている。筆者は 1947 年より 3 年間高知県斗賀野盆地・郷・越知面盆地四近の鳥巣層群を研究した。

* 本研究に 1948, 1949 年の文部省科学研究費を使用した.

** 名大理学部地球科学教室

これらの地域についてはすでに藏田延男[14)15)]の詳細な研究があり，岩相の分布等については殆ど新しい発見はなかつたが，層序・介化石の分布・石灰岩の形態等について，新しい知識を得たのでこゝに報告する。

本研究にあたつては，小林貞一教授の御指導を受け，また松沢勲教授の御教示を得たことを厚く感謝する。

II. 鳥巣層群研究史の概要

NAUMANN[18)](1885) は高知県佐川町鳥巣に発達する石灰岩を Torinosu Kalk と名づけた。次いで原田豊吉[4)](1890) はこの石灰岩を含む地層を Torinosu Schichiten と呼んだ。NEUMAYR[19)](1890) は NAUMANN が採集した化石に基いて，鳥巣層群をジュラ紀後期と考えた。この際現在領石層群に層すると考えられている地域も含まれていた。NATHORST[17)](1890) や横山又次郎[26)](1894) により領石の植物化石が研究され，横山により領石層群が識別された。然し層序の上から識別されたのではなかつた。野外調査の結果，伊木常誠[5)6)](1896, 1897) は物部川盆地の佐(サ)賀(ジョ)附近で，鳥巣石灰岩を含むジュラ紀層が下部白堊紀層により不整合に蔽われていることを認め，始めて層序の上から，両者は区別されるべきものであると主張した*。

このようにして鳥巣・石領層群は区別されるようになつたが，百万分之1帝国地質説明書[22)](1900)では両者は密接な関係にあり，2系にする事はできないとして一括して下部白堊紀層とされた。鳥巣層群が白堊紀かジュラ紀かの問題について，矢部長克[23)](1905)はその解決には更に精密な調査が必要であることを指摘したが，両者は長く一括されて下部白堊紀層とされた。

江原真伍[25)]は 1926 年に領石層群を基底とする彼の "物部川層群" から鳥巣層群を分離し，四万十層群を安芸川・鳥巣の2層群に分けた。ここで鳥巣層群はジュラ紀後期であつて，下部白堊紀の領石層群と区別されるべきものであることが始めて明確にされた。

この江原の鳥巣層群は極めて広い分布を示し，多量のチャートを含んでいたが，1930 年小林貞一[9)]は佐川盆地の南東縁の江原の鳥巣層群より二畳紀の化石を発見し，続いて 1931 年[10)]三宝山の石灰岩が三畳紀のものであることを示した。かくして小林[11)](1932) は佐川盆地において，これまでの "鳥巣層群" より二畳・三畳紀層を除外して真の鳥巣層群を確立し，また 1935 年[12)] には同層群の時代を Callovian-Tithonian であるとした。またこれより先，鈴木達夫[21)] は 1931 年物部川地方の江原の "鳥巣層群" より三宝山層群を除外した。

領石盆地の奥蓑谷の石灰岩は長らく鳥巣石灰岩と考えられていたが，1936 年小林貞一・井尻正二[13)]はこれが物部川層群のものであることを指摘し，黒色で腐泥臭を有する鳥巣型石灰岩が鳥巣層群に属するとは限らないことを明かにした。

藏田延男[14)](1940～1941)は斗賀野盆地の調査において，鳥巣層群に非整合に蔽われる七良谷層の存在を明かにし，こゝに鳥巣層群の下限が明確にされることになつた。

この様にして，鳥巣層群全体の層序的位置は明かにされて来たが，鳥巣層群そのものの細分は充分になされて居らず，石灰岩に含まれる化石が矢部長克・杉山敏郎[24)]・江口元起[2)] その他により詳細にされているにもかゝわらず，非石灰岩相中の介化石の研究が不充分のまゝ残されている。また鳥巣層群の堆積環境等も興味ある問題として残されている。

* 然しながら現在では伊木が不整合の下にあると考えた "鳥巣石灰岩" は，杉田附近に発達する古生代のものではないかと思われる。

III. 斗賀野盆地の鳥巣層群

本地域の鳥巣層群は小林・藏田により，北より介石山帯・耳飛田帯・鳥巣帯が識別されている。

(1) 介石山帯・耳飛田帯

これらの帯については筆者の調査は藏田の調査に附加することは少い。第2図に示した様な層序が認められるが，これを細分することは困難である。介石山帯の耳切では ***Chlamys iboibo, Camptonectes torinosuensis*** 等極めて豊富なペクテン・リマを産する他 ***Lucina higashitsunoensis*** を産する。耳飛田帯長竹では ***"Trigonia" toyamai*** の他に ***Chlamys nagatakensis, Neithea kotsubu*** を産する。

(2) 鳥 巣 帯

鳥巣帯の鳥巣層群は断層により東より，谷地・殖生川・鳥巣・塚谷・匂岳等の地塊に分れる。これらの地塊を通じて下記の様に細分される。上位より，

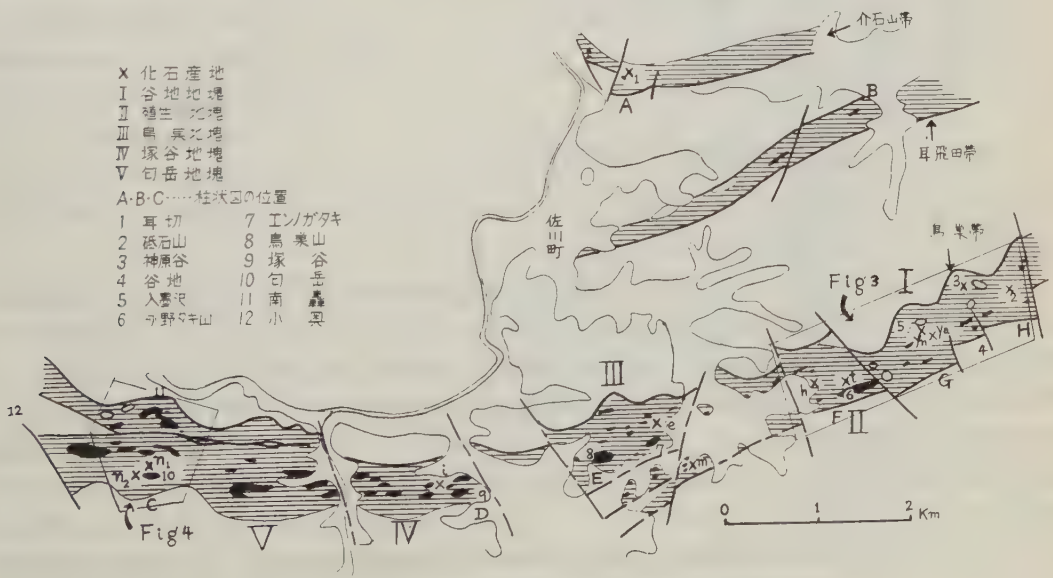
f) 神原谷頁岩層 (50 m+)
e) 神原谷砂岩層 (20 m)
d) 入墨沢層 (130 m)
c) 砥石山層 (15 m)
b) 谷地層 (160～350 m)
a) 塚谷層 (40～70 m)

これらの全層序は谷地地塊において良く認められる (第3図)。

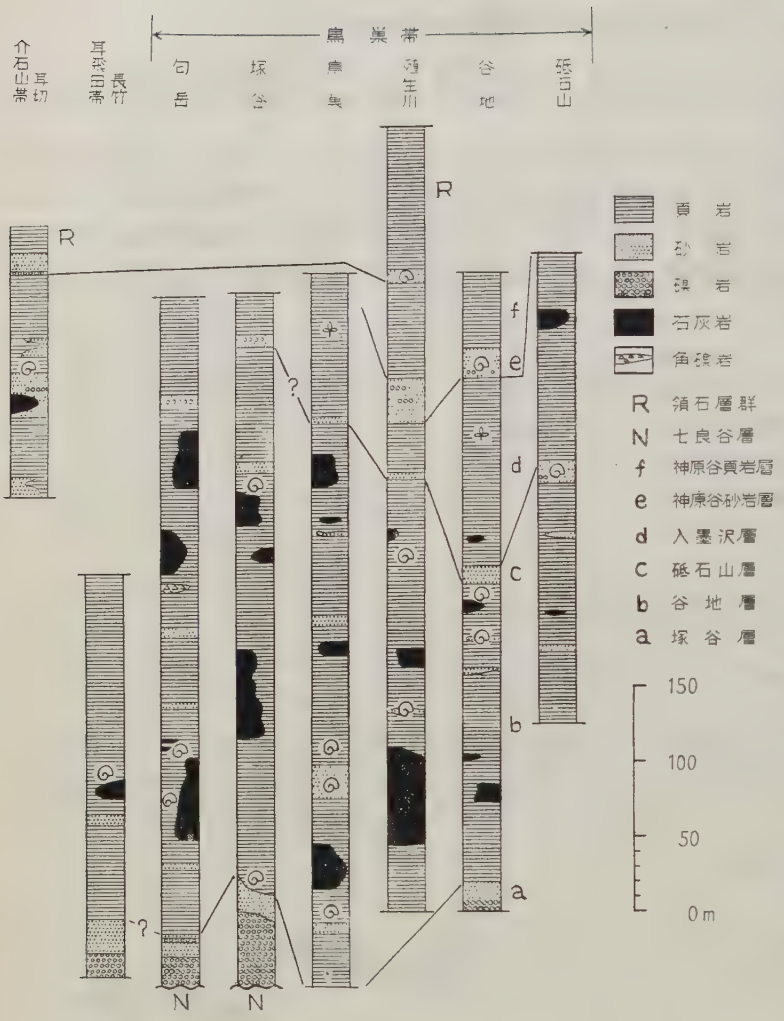
a) 塚 谷 層 (40～70 m)

本層は斗賀野村塚谷附近を模式地とする。藏田[11] により発見されたように七良谷層を非整合に蔽い，礫岩・砂岩より成る。下部は主として礫岩より成り，上部の砂岩に漸移する。礫は普通チャートの角礫であるが，時に径 8～10 cm の円礫のこともある。礫岩の基質部も珪質である。

b) 谷 地 層 (160～350 m)



第1図　斗賀野盆地四近の鳥巣層群分布図



第2図 斗賀野盆地四近の鳥巣層群柱状図

本層は斗賀野帯の鳥巣層群の主部をなすもので北原村谷地四近を模式地とする。頁岩を主とし，砂質頁岩・砂岩の他に頻繁に石灰岩“レンズ”を挟む。すでに蔵田により指摘されたように石灰岩“レンズ”の量は場処により著しく異る。

東部の砥石山附近では全層厚 160 m であるが，鳥巣四近では厚く，350m 程度と思われる。然し鳥巣四近には東西性の断層の存在が予想されるので同一地層が繰り返して地表に現われている可能性も大きい。

砂岩は通例珪質または石灰質で鳥巣四近のもの以外は連続性がない。非常に多くの地点より介化石を産するが，そのうち主なものは，岩佐 (i)，襟野々 (e)，永野タキ山北方 (t)，句岳西方 (n_2)，句岳 (n_1)，殖生川 (h)，美都岐 (m)，谷地 (ya)，谷地北方 (y_n) である（第 1・2 図参照）。これらの地点より第1表の如き化石を産するが，そのうちペクテン・リマは筆者[7]が 1951 年記載した。

これらの介化石を通観すると，*Nuculana* (*Rollieria*) *erinonensis*, *Grammatodon nioigatakensis*, *Entolium japonicum*, *Somapecten kamimanensis* 等が中下部に多く，*Aequipecten vulgaris*, *Aequipecten ogawensis*, *Neithea kotsubu*, *Astarte nioigatakensis* 等を中部に産し，*Nuculana* (*Dacromya*) *kogata*, *Propeamussium habunokawensis*, *Entolium yatsujiense*, *Protocardia torinosuensis* 等を上部に産している。全層準にわたつて，*Opis* (*Trigonopis*) *torinosuensis*, *Plicatula* sp., “*Trigonia*” *toyamai* が認められる。“*Trigonia*” *toyamai* は砂岩中に見出されるものは大型であるが，頁岩中のものは小型である。*Plicatula* sp. は下部および最上部にとくに多くかつ大型である。上部には *Propeamussium habunokawensis*, *Entolium yatsujiense* の如く薄殻で内肋を有する介殻を多産することは，中下部のフォーナと著しく異つた特徴である。

この他鳥巣山北方 (to) の珪質砂岩は "*Trigonia*" *sagawai*, *Alectryonia* を産するが，これは谷地層に属するものか，あるいは断層により後述の神原谷砂岩層が表われているものか将来の検討を要する。もしこの "*Trigonia*" *sagawai* を含む砂岩が，谷地層のものであれば，この層準が本地域における "*Trigonia*" *sagawai* の下限である。

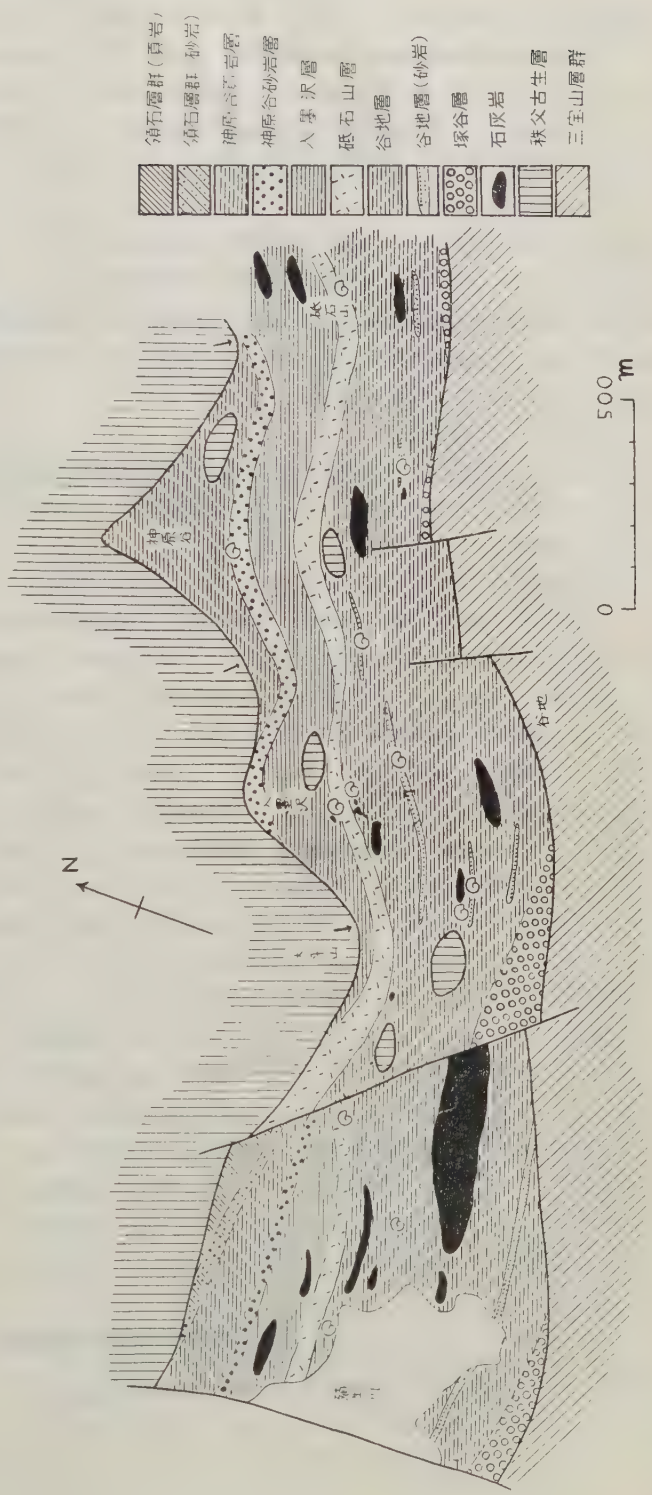
谷地では最下部の頁岩中に珪質の団塊を含み，この中に保存不良の Cyrtoid に属する放散虫を産する。

c) 砥石山層 (15 m)

本層は一般に珪質ないし石灰質の砂岩より成り，処によりアルコース質である。模式地の砥石山ではかつて砥石材料として採石された。蔵田は本層より上位の地層を一括して，鳥巣頷石漸移層とした。筆者は戸梶谷奥で *Nuculana* (*Dacromya*) *hosonaga*, *Alectryonia* sp., "*Trigonia*" *toyamai* を採集した。

砥石山より西方にかけて比較的良く追跡され，谷地東北の入墨沢にかけて連続して発達する。これより西方では鳥巣地塊の吉田屋敷南方に珪質砂岩がある。塚谷北方より，匂岳北方にかけて，極めて珪質の砂岩層があり，時に径 5 cm 内外のチャート礫を含む砂岩となつている。これは本層に属するものかも知れない。

d) 入墨沢層 (130 m)



第 3 図　谷地附近の地質図

本層は頁岩または砂質頁岩より成る。時に非常に剝理性がある。鳥巣地塊では古田屋敷で植物化石を産し，横山は *Chladophlebis browniana* を記載した。谷地地塊では模式地の入墨沢に良く発達し植物破片を多量に含み，小石灰岩レンズを有する。下部より小型の "*Trigonia*" *toyamai* を産する。これが本地域の "*Trigonia*" *toyamai* の上限である。両地域の中間の殖生川地塊では本層の発達はあまり明瞭でなく，比較的大きい石灰岩レンズを有する。

e) 神原谷砂岩層 (20 m)

本層は谷地の東北方神原谷に良く発達する。珪質砂岩を主とし，一部アルコース質時に石灰質である。小石灰岩・チャート礫より成る薄い礫岩層を挟んでいる。"*Trigonia*" *sagawai* を多産し，*Nuculana* (*Dacromya*) *hosonaga*, *Alectryonia* sp., *Astarte kambaradaniensis*, *A. kambaradaniensis* var. *tatenaga* を産する。かつて小林貞一により *Perisphinctes* (*Aulacosphinctoides*) cf. *steigeri* SHIMIZU の産出が報ぜられた。

f) 神原谷頁岩層 (50 m+)

本層は谷地北方に発達し，頁岩を主とする地層で鳥巣帯鳥巣層群の最上部である。分布範囲は狭くかつ露出不良のため不明の点が多い。殖生川地塊ではこれに相当する頁岩層の上に領石層群の山神砂岩層が整合に乗るものと思われる。

これらの地層に含まれる二枚介化石について云えば，谷地層には非常に沢山の種の化石を産するが，砥石山・神原谷砂岩層では種の数は少い(第1表)。*Nuculana*(*Dacromya*) *hosonaga*, *Alectryonia* sp. は砥石山層・神原谷砂岩層に共通であるが，"*Trigonia*" *sagawai*, *Astarte kambaradaniensis* は神原谷砂岩層に多産するにもかかわらず砥石山層より発見できなかつた。また谷地層や砥石山層に豊富な "*Trigonia*" *toyamai* は神原谷砂岩層にはない。本地域の "*Trigonia*" *sagawai* は相馬地方のものに比較して，小型でかつ膨れており，別種ではないかと思われる。谷地層は各地で非常に沢山の介化石を産するにもかかわらず，"*Trigonia*" *sagawai* を産しない。然るに鳥巣山北方の1ケ所のみで，"*Trigonia*" *sagawai* が *Alectryonia* と共に発見された。この部分の砂岩はあるいは谷地層でなく，神原谷砂岩層が断層により表われているものかも知れない。すなわち鳥巣帯の鳥巣層群中には古生層の岩石を挟みまたは乗せていることがある。前者は蔵田により鳥巣北方で発見された小チャート塊がその一例であり，谷地層中に各処に乗るパラクリッペが後者である。斗賀野盆地西部の小奥附近のものは蔵田によりクリッペと考えられたが，この東延長上には明かな擾乱帯があり，更にその延長上には2ケ所に古生層のチャートがある (第4図)。

これらは神原谷衝上線の前面に，これに附随して衝上断層が存在することを示している。また鳥巣山東方のエンノガタキの石灰岩体は層孔虫の生育状態より，北側が上位であることを示しているのに対し，"*Trigonia*" *sagawai* を産した鳥巣山北方の砂岩の南にある砂岩は偽層により南側が上位であることを示している。すなわちこの両者の間に東西性の断層が存在する可能性がある。このような断層が存在するために，鳥巣四近にとくに谷地層が厚く発達するように見え，かつ神原谷砂岩層に相当する "*Trigonia*" *sagawai* を含む砂岩が鳥巣山北方に見られるのかも知れない。

IV. 郷・越知面盆地の鳥巣層群

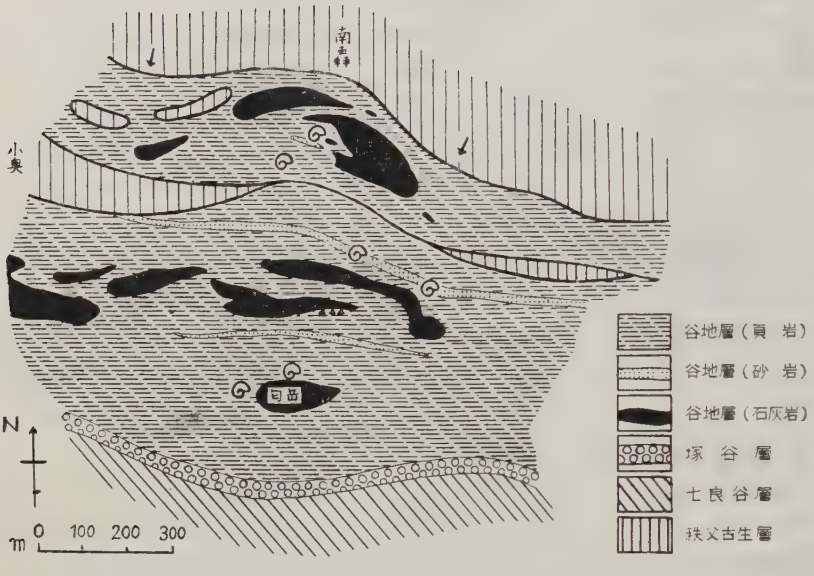
蔵田[15]により示されたように鳥巣層群は郷・越知面両盆地においては，上ノ郷小学校の東を通る郷断層により，東西2つの区域に分れて分布する。東の区域のものは上ノ郷から太郎田にかけて東西に細長く分布し，下位の七良谷層を整合に蔽つている。西の区域のものは越知面から上ノ郷にかけて，東西ないし北東に分布する。

第　1　表

Fossil Localities

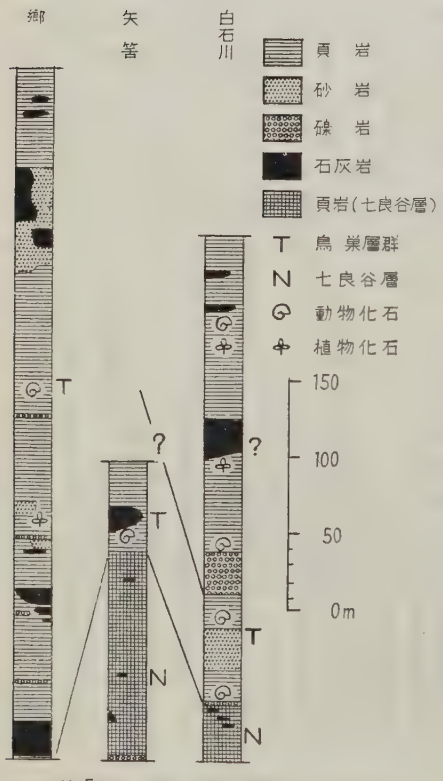
Fossils

	Kaisekisan Zone	Mitoda Zone	Yatsuji Formation												Toishiyama Formation	Kambaradani Formation	Taroda area	Go area	Shiraishigawa area
	耳切	長竹	岩佐 (I)	ユシキリ神社 (M)	檪野々 (E)	永野タキ山 (T)	鳥巣 (To)	匂岳西 (N_2)	匂岳 (N_1)	殖生川 (H)	谷地東 (Ya)	谷地北 (Yn)	吉田屋敷南方		砥石山	神原谷	太郎田	郷	白石川
Nuculana (*Dacromya*) *hosonaga* MS.										×					×	×			×
N. (*D.*) *kogata* MS.			×		×														
N. (*Rollieria*) *erinonensis* MS.			×	×					×								×	×	
Grammatodon nioigatakensis MS.							×								×	×			
Alectryonia sp.													×?						
Chlamys nagatakensis KURATA & KIMURA		×																	
Chlamys iboibo K. & K.	×																		
Camptonectes torinosuensis K. & K.	×																		
C.? mimikirensis K. & K.	×																		
Aequipecten vulgaris KIMURA	×								×										
A. ogawensis KIMURA								×	×										×
Ncithea kotsubu KIMURA	×	×							×										
Propeamussium habunokawensis KIMURA									×	×									
Entolium japonicum K. & K.	×		×								×						×		
E. yatsujiense K. & K.	×									×									
Somapecten kamimanensis KIMURA			×		×														
Velata puncta KIMURA	×																		
Lima (*Ctenoides*) *tosana* K. & K.	×		×	×				×	×		×	×							
Plicatula sp.			×	×		×			×			×			×				
"*Trigonia*" *toyamai* YEHARA		×	×	×											×?				
"*Trigonia*" *sagawai* YEHARA							×									×××			
Astarte kambaradaniensis MS.																			
A. kambaradaniensis var. *tatenaga* MS.									×										
A. nioigatakensis MS.																			
Opis (*Trigonopis*) *torinosuensis* MS.			×	×		×		×			×	×							
Lucina higashitsunoensis MS.	×								×										
Protocardia torinosuensis MS.											×								



第４図　句岳附近地質図

郷断層の西の地域の鳥巣層群は上下限を断層で断たれ，全層序を知り得ないが，500～900 m の層厚を有し，鳥巣帯のものに比し著しく厚い(第５図)。鍵層を欠くため，全地域にわたる妥当な層序区分はできない。主として頁岩より成るが，3～4帯の厚い石灰岩を挟む。石灰岩は一般に不純で石灰質砂岩に移化することが多い。2～4層の厚さ 5 m 程度の珪質礫岩を挟む。礫の大きさは 2 mm～1 cm のものが多いが 10 cm に及ぶ礫を有することもある。化石は斗賀野盆地に比すると著しく少く，郷では中位の層準から ***Entolium yatsujiense*** を産し，これより下位約 150 m の層準で植物化石を産する。下ノ郷の西方約 1200 m の長谷バタではこれより更に下位の層準から ***Lucina higashitsunoensis*** を，越知面の竹ノ籔谷では，これとほぼ同じ層準より ***Entolium yatsujiense*** を産した。なお蔵田の地質図において見られる立ケ森東北部の最北端の石灰岩は古生層のものであつた。



第５図　郷四近鳥巣層群の柱状図

郷断層より東では鳥巣層群の下位に七良谷層がある。七良谷層は 230～250 m の層厚を有し，最下部に薄い珪質礫岩がある。太郎田西方の矢筈ではこの珪質礫岩が下位の地層を整合に蔽つている。七良谷層は１ないし２層の小さい七良谷型石灰岩のレンズを挟むが主に泥岩・細粒砂岩から成り，チャートを含まない。鳥巣層群のものより剝理性が大きい。蔵田は上ノ郷と太郎田西方にのみ本層を認めたが，筆者の調査によれば，本地域の鳥巣層群の下位に連続して発達するものであり，蔵田の地質図に示されたものの他に，矢筈峠西方の泣石(ナキイシ)・日首ノ川にも七良谷型石灰岩が見られる。この石灰岩は模式地のものと同様の腕足類を含み，蔵田がこの地層を七良谷層としたことは妥当と思われる。然し七良谷層最下部の珪質礫岩は約 4 km に亘り連続して追跡され，鳥巣層群の下位に七良谷層が連続して見ら

れるのであつて，この両者の間に大きな断層は存在しない。また上ノ郷東北方の口目ケ市・泣石等では七良谷層が鳥巣層群に移化するのが明かに認められ，本地域では七良谷層は鳥巣層群に整合に蔽われるものである。

この七良谷層の上に重る鳥巣層群は上部を断層に断たれ，150～300 m の層厚を示し，一帯の石灰岩を挟んでいる。太郎田の西方では中位から *Entolium yatsujiense*, "*Trigonia*" *toyamai* を産する。

白石川では七良谷層の上に次の層序が認められる。上位より，

f) 砂岩頁岩層 (420 m)
e) 礫岩層 (60 m)
d) 砂岩頁岩層 (50 m)
c) 砂岩層 (60 m)
b) 砂岩頁岩層 (40 m)
a) 珪質礫岩層 (5 m)

b) の砂岩頁岩層から "*Trigonia*" *toyamai*, "*Trigonia*" sp., *Aequipecten ogawensis* 等谷地層に共通の化石を産し，c) の砂岩層から "*Trigonia*" *sagawai*, *Alectryonia* sp. を産し，またかつて *Aulacosphinctoides* を産した。これは神原谷砂岩層のものに一致する。f) の砂岩頁岩層は3帯の石灰岩を有し，岩相は谷地層に全く類似する。現在の処良好な化石を得ていないが，谷地層のものとは異るようである。従つて e) の礫岩層より上は鳥巣層群より除外されるべきかも知れないが，これを明かにし得なかつた。

V. 石灰岩について

石灰岩は介石山帯・耳飛田帯では普通長さ数 m で，大きくて数十 m 程度のものが散在するに過ぎない。これに対して鳥巣帯では石灰岩の発達は良好である。また蔵田が指摘したように，鳥巣帯の中でも部分的に非常に発達のよい処と悪い処がある。第2表には谷地層の分布面積・石灰岩の分布面積・

第2表　鳥巣帯の石灰岩の分布

	谷地層の分布面積 (A)(ヘクタール)	石灰岩の分布面積 (B)(ヘクタール)	石灰岩の個数	B/A (%)	10ヘクタール中の石灰岩の個数
谷地地塊	71	2	8	3	1.1
殖生川地塊	32	5	4	16	1.2
鳥巣地塊	48	6	13	12	2.7
塚谷地塊	49	9	13	18	2.7
勾岳地塊	147	27	12	18	0.8

石灰岩体の数を示してある。これによると明かなように，谷地地塊では他地塊に比較し極端に石灰岩が少く，殖生川地塊で急に多くなり，鳥巣地塊ではやや減ずるがそれより西方に漸次石灰岩の量が増している。然るに石灰岩体の数は谷地地塊・殖生川地塊では少く，鳥巣地塊では急に増加するが，それより西ではむしろ減少している。これは西方の勾岳地塊では個々の石灰岩体としては大きいものが発達していることを示しており，小さい石灰岩体が次第に発達し，互に連絡して大きい石灰岩体を作るに至つたことを示すものであろう。

これらの石灰岩は，calcirudite, calcarenite, calcilutite[3)20)]よりなる。Calcarenite としては狭義のものの他に鮞状石灰岩も多い。これらの石灰岩は時に真の珊瑚礁の形を残しており，また砂・粘

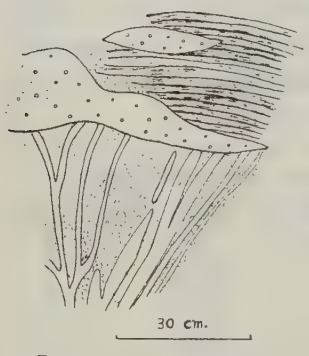
土等の不純物を多量に含んでいることもある。介石山帯・長竹帯・鳥巣帯および郷盆地地方で，60ケ所以上の石灰岩を調べた結果では，斗賀野盆地のものはすべて calcilutite，または calcarenite を主体とし，calcirudite を含むものも多い。郷・越知面盆地ではこれらの他に，不純な砂質石灰岩を主体としたものが多い。層孔虫等の生育状態を残した真正の礁の構造は6ケ所で明かに観察されたが，他に 10 ケ所で類似の構造が認められた。このうち斗賀野村エンノガタキと佐川町介石山耳切のものが顕著である。

エンノガタキでは calcilutite の上に層孔虫破片の多い部分があり，更にその上に *Chaetetes crinita* と *Milleporidium fassiculatum* が扇状または樹枝状に一定方向に並んだものが 20 m の長さにわたつて認められる（第6図）。これらの樹枝状体の間は calcarenite で埋められている。この珊瑚・層孔虫の生育部も東に追跡すると calcilutite の部分に移化する。すなわちこの礁の構造を残した部分は，エンノガタキの石灰岩体の一小部分を占めるに過ぎない。

第6図 エンノガタキにおける珊瑚層孔虫等の生育状態

介石山耳切では *Parastromatopora memoria-naumanni* が樹枝状に発達し，その頂部が浸蝕され，その上に不純な砂質石灰岩があり，更にその上に *Parastromatopora japonica* が層状に発達している（第7図）。此処では狭義の珊瑚礁の部分の他は，概ね calcirudite よりなり，しばしば不純な砂質石灰岩を伴つている。

Calcirudite は各処に発達するが石灰岩体の最下部に発達することが多い。石灰岩体の下に薄い頁岩層をへだてて calcirudite の薄層が発達することも多い。蔵田[16]の示したコタキはこの例である。この様なものの顕著な例としては匂岳北方の石灰岩体の下に 7m の頁岩層があり更にその下に厚さ 7m の角礫岩層が部分的に見られる。これには径 40cm 以上の石灰岩角礫が含まれており，近くの礁から供給されたものであろう。相馬の小池石灰岩にはこのような calcirudite の発達が認められない。このことは鳥巣四近のものと比較した際の大きな特徴の一つであり，相馬の小池石灰岩が発達した地域には少くとも大きな礁状体がなかつたことを示すものではあるまいか。



第7図 耳切における層孔虫の生育状態

相馬の小池石灰岩では鮪状石灰岩の顕著な発達が認められたのに反し，鳥巣地域では比較的少く，47 ケ所中 14 ケ所で認められたのみである。此処でも，鮪状石灰岩は下位にあることが多く，calcirudite の上に鮪状石灰岩が乗り，更に calcarenite や calcilutite に移化する場合が多い。

石灰岩体の下限・上限および左右延長は，多くの個所で明かに観察された。上下位の岩石に対しては常に整合であり，左右の岩石とは交互に重り合つている。とくに郷盆地では石灰岩―不純砂質石灰岩―石灰質砂岩への移行が明かである処が多い。石灰岩体の形は大局的にみて相当に不規則であることが多い（第4図）。また大きく見ると同一層準にある2個の石灰岩体が，その左右の尖端部は違つた層準にあり，喰い違つていることも多い。

このように石灰岩体は主として calcarenite, calcilutite より成り，左右の頁岩とは交互に重り合つている。更に上位または左右の岩石が石灰岩体の上に走向傾斜を異にして，乗つていると認められるものはない。すなわちこの石灰岩体全体が堆積当時から礁として突出していたと考える証拠はない。然しながら多くの個所において珊瑚・層孔虫が生育状態のままで保存されており，然も calciru-

dite が発達することから礁の存在を否定することはできない。Cumings[1] が bioherm と呼んでいるものは石灰岩層の中の構造である。多くの bioherm とその周辺の calcarenite 等とで石灰岩層を形成しているのである。筆者は鳥巣石灰岩の岩体そのものが堆積当時から礁であつたとは考えないが，この石灰岩のあるものの内部には幾つかの礁が存在し，これらが絶えず破壊されまた生長して，周囲に多量の calcirudite, calcarenite を供給し，calcarenite 等の供給の少い処では calcilutite が沈積したと考えている。

VI. 結　　論

以上述べたことのうち主な事項を列記すれば，

（1） 斗賀野盆地の鳥巣層群は，下位より a) 塚谷層，b) 谷地層，c) 砥石山層，d) 入墨沢層，e) 神原谷砂岩層，f) 神原谷頁岩層の6層に分けられる。

（2） 各層から産した介化石は第1表に示した通りである。

（3） 郷盆地では七良谷層は珪質基底礫岩を有し，鳥巣層群は七良谷層を整合に蔽う。

（4） 斗賀野盆地の石灰岩は，生成の初期は小さい“レンズ”が沢山あつたものが，“レンズ”の間に石灰分が沈積して，お互の“レンズ”が結合して生長したと思われる。

（5） 石灰岩は主として，calcarenite, calcilutite, oolite よりなり，礁の構造もみられる。calcirudite-oolite-calcarenite-calcilutite の堆積順序が見られることが多い。

（6） 石灰岩“レンズ”の一つ一つがかつての礁であつたとは思われない。石灰岩体の中に小さい礁があつたと思われる。

引　用　文　献

1) Cumings, E. R. (1932): Reefs or Bioherms?. *Bull. Geol. Soc. Am.* **43**.
2) Eguchi, M. (1951): Mesozoic Hexacorals from Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ. Japan. second ser.* **24**.
3) Grabau, A. W. (1913): Principles of Stratigraphy.
4) Harada, T. (1890): Die Japanischen Inseln, eine topographisch-geologische Übersicht.
5) 伊木　常誠 (1896): Geology of Eastern Tosa, 東大卒論.
6) 伊木　常誠 (1897): 土佐の侏羅及白堊紀層，地質雑，**4**.
7) Kimura, T. (1951): Some Pectinids and Limids from the Jurassic Torinosu Group in Japan. *Journ. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec.* II, **7**.
8) 木村　敏雄 (1954): 中沢層の砂岩及び石灰岩について，地質雑，**60**.
9) 小林　貞一 (1930): 佐川盆地及其の南縁に発達する古生層に就いて（略報），地質雑，**37**.
10) Kobayashi, T. (1931): Notes on a New Occurence of Ladino-carnic Limestone at Sambo-san, Tosa Province, Japan. *Jap. Journ. Geol. Geogr.*, **8**.
11) 小林　貞一 (1932): 佐川盆地の鳥巣・領石・物部川諸統の層位学的研究，地質雑，**39**.
12) Kobayashi, T. (1935): Contribution to the Jurassic Torinosu Series of Japan. *Jap. Journ. Geol. Geogr.*, **12**.
13) 小林貞一・井尻正二 (1936): 土佐高知北方中生層の層序と構造，地学雑，**48**.
14) 蔵田　延男 (1940～1941): 斗賀野盆地西近の地質学的研究——鳥巣統の層序学的考察を主題として，地質雑，**47～48**.
15) 蔵田　延男 (1941): 斗賀野盆地西方に発達する鳥巣統を含む地質学的研究，地質雑，**48**.

16) 蔵田 延男 (1941): 斗賀野盆地西方近の鳥巣石灰岩に就て (予報), ——特に其の層序学的研究資料の一部, 地質雑, **48**.

17) Nathorst, A. G. (1890): Beiträge zur Mesozoischen Flora Japans. *Denkschr. d. k. Akad. d. Wiss. Mat. Nat.*, **62**.

18) Naumann, E. (1885): Ueber den Bau und Entstehung der Japanischen Inseln.

19) Naumann, E. und Neumayr, M. (1890): Zur Geologie und Palaeontologie von Japan. *Denkschr. d. Mat. Nat. W. Klasse d. Akad. d. Wiss. Wien.* **57**.

20) Pettijohn, F. J. (1949): Sedimentary Rocks.

21) 鈴木 達夫 (1931): 七万五千分之一地質図巾, 高知並に同説明書.

22) 商工省地質調査所 (1900): 百万分之一大日本帝国地質説明書.

23) 矢部 長克 (1905): 高知旅行, 一・二・三, 地質雑, **12**.

24) Yabe, H. and Sugiyama, T. (1933): Jurassic Stromatoporoids from Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, **14**.

25) Yehara, S. (1926): On the Monobegawa and Shimantogawa Series in Southern Shikoku. 地学雑, **38**.

26) Yokoyama, M. (1894): Mesozoic Plants from Kozuke, Kii, Awa and Tosa. *Journ. Coll. Sci. Univ. Tokyo.*, **7**.

抄　　録

H. M. E. Schürmann: Beiträge zur Glaukophanfrage

(1) Neues Jb. Min. monatsh. Heft 3, 1951 pp. 49～68, (2) Neues Jb. Min. Abh. **85**, 1953 pp. 303～394, (3) Neues Jb. Min. Abh. **89**, 1956, pp. 41～85

最近ここ 4,5 年の間に，glaucophane 片岩相の地質学的，岩石学的研究が世界各地でとりあげられて来た．この Schürmann による連続した論文は，このような岩石学界の動きの中で，特に注目すべきものである．何故ならこれらの論文は今まで知られた限りでの世界中の glaucophane 片岩及びそれに関連した変成相の殆どすべてをとりあげ，その各々について今までの研究者の研究結果，Schürmann 個人の野外及び室内での研究結果を詳しくのべているからである．

(1) では世界中の変成帯で glaucophane 片岩がどのような分布を示しているかをのべ，glaucophane 片岩が，ペンニン型の変成帯というきわめて特殊な地域にのみあらわれ，時代的にもアルプス造山期にきわめて特徴的であることを示した．

(2) では，まず glaucophane 片岩に関する最近の諸研究を紹介し，次いで，転じて glaucophane 片岩にともなう garnet が他の変成岩のものとどういうふうにことなるかを，くわしくのべている．更に，Queenland の古古生代の glaucophane schist; Cuba 島，California, Swiss の，アルプス造山期の glaucophane schist についてその産状，岩石学的性質をくわしく示している．

(3) では，Schürmann が 1953 年にエカフェの会議の時来日して観察した秩父・丹沢・日高・別子の各地方の変成岩を，glaucophane 片岩相に主眼をおいて観察した結果が，比較的くわしくのべられ，更にトルコの北帯と南帯に分布する glaucophane schist の産状がかゝれている．

結論として Schürmann は，glaucophane 片岩は，花崗岩質岩石や，カリ長石をもつた変成岩と伴うことがないことを注目して，蛇紋岩の貫入と Na メタゾマティズムをともない，はげしいストレスの下で生じた特殊な変成相として，glaucophane 片岩相の独立性を強調している．

著者の記載と意見，他の論文の引用，他の研究者の見解に対する批判などがきわめて不手ぎわに混在している上に，引用文献がほとんどかゝれていない等，不十分な点が多いけれども，glaucophane 片岩をこれほど世界各地にわたり自らしらべ歩いた人は未だかつていなかつたと思われるほど精力的な著者のこの一連の論文は，三波川・カムイコタンなどの各変成帯を研究する人にとつては必読の労作であろう．(関陽太郎)

井尻正二：古生物学　(301 頁，750 円，理論社刊)

本書は，つぎのような構成で書かれている．

Ⅰ．化石と古生物　(1) 化石と古生物，(2) 化石の種類，Ⅱ．化石の研究手段 (1) 野外研究，附 標本の所有について，(2) 室内研究，附．研究補助者の育成について，Ⅲ．古生物学の研究方法　(1) 地質学的方法，(2) 生物学的方法．(3) 古生物学的方法 附 団体研究の方法と論文発表のしかた．Ⅳ．化石の成因 (1) 地層の形成 附 層位学や堆積学の勉強のしかた，(2) 化石のでき方，あとがき．

本書を一読して感ずることは，記述の順序が初歩的な知識から始まり，実に懇切丁寧で，しかも各章にわたつて，多くの図や表があげられている点である．このことは，初心者の理解をも大いにたすけている．さらに本書の特徴として，つぎのようなことがらがあげられよう．第一に，本書が古生物学という標題であるにかかわらず，層位学や堆積学の知識を豊富にあげながら，これらの勉強のしかたについて，解説していることである．第二に，化石帯や対比についての最近の研究を例にあげながら，このような問題の解説をもこころみていることである．さらに，第三には化石のもつている多面的な役割を，広い視野でとりあげていることで，とくに第Ⅲ章の生物学的方法では，近代生物学の進歩が化石の研究とどのように結合するかについて，著者の専門とする哺乳動物の研究の具体例をあげながら，多くの示唆を与えている．

多くの図のなかに，265 頁第 103 図の「デスモスチルスのまちがつた復元図」が（高井冬二氏による）となつているが，これは写真をかりたのが高井氏という意味であろう．著者の引用している多くの図に，出所と内容の厳密さを感ずるだけに，気になるので指摘しておきたい．(大森　昌衛)

ニュース

西日本支部

○第 27 回支部総会　31年2月19日九州大学にて

総会に於て役員改選その他主要決定事項次の通り

支部長　木下亀城

幹事　松本唯一・松本達郎（以上期限2年間），鳥山隆三・小島丈児（以上期限1年間）

企画委員　野田光雄・種子田定勝・勘米良亀齢・山崎達雄（以上期限2年間），波多江信広・松本幡郎・山口勝・牟田邦彦（以上期限1年間）

支部所在地変更　九州大学理学部地質学教室（福岡市箱崎町）に変更する

昭和 31 年度　例会及び総会予定

7月1日　第 28 回例会　九州工大

10月7日　第 29 回例会　熊本大学

12月9日　第 30 回例会　広島大学

32年2月17日　第 31 回総会　九州大学

講演

西彼杵型滑石鉱床について……野田光雄・内田義信・牟田邦彦

北海道白亜紀砂岩の重鉱物組成（予報）……藤井浩二

矢筈・鬼岳火山の岩石，"主として化学成分について"……山本　敬

杵島層群砂岩の顕微鏡的性質……小原浄之助

杵島層群砂岩中の緑色鉱物……白水晴雄

別子鉱床上盤石英片岩にみられる2つの線概造をもつ三斜対称ゲフューゲにつ いて……小島丈児・井上　保・秀　敬

宇部夾炭層における堆積輪廻の考察……田村　実

福岡県糟屋郡原町附近の地質構造……波多江信広

下関市の地質「特に関門層群の層序と構造」……植田芳郎

Gaudryceratidae にみる発生と進化の関係……松本達郎

○第 28 回例会　31年7月1日　九州工大にて

特別講演

火山岩生成の地質学的背景……富田　達

講演

矢筈・鬼岳火山の研究（その2）——矢筈複合岩頸について——……山本　敬

兵庫県栃原蠟石鉱山産重晶石……星野義昭・鞭　政共

朝倉炭田における紫赤色頁岩中の長周期粘土鉱物……鞭　政共

長石の閃光原因とその生成機構……渋谷五郎・富坂武士

長石の双晶に関する諸問題…富坂武士・渋谷五郎

一つの万年山熔岩の spherulite について……松本幡郎

篠栗型滑石鉱床について……牟田邦彦・内田義信

九州の第三紀酸性深成活動に伴う鉱化作用（予報）……宮久三千年

大分県新木浦鉱山の地質構造……野田光雄・牟田邦彦

崎戸・大島炭田の有孔虫について……村田茂雄

大村～矢上炭田の層序と対比上の問題点について……大西　弘・荻田正俊

小倉炭田の地質及び地質構造…岩崎　徹・井上英二・小原浄之介・高橋良平

小倉炭田の夾炭層の層位について……斎藤林次

宮崎層群に見られる数種の貝の系統発生……首藤次男

中国・近畿新生界における微化石群の変遷……多井義郎

山口県油谷湾及び和歌山県椿温泉附近の漣痕について……今村外治

公開講演（7月2日）

国土保全と地学……松本唯一

石灰岩—平尾台を中心として—……木下亀城

見学及び巡検（7月2日）

八幡製鉄・磁力選鉱の両工場を見学，尚一部は更に黒崎窯業の安川電気を見学した。

巡検は八幡市河内貯水池附近の中生層見学（案内者野田光雄・種子田定勝・山崎達雄）

○人事

高井保明氏——31年4月地調福岡出張から東京地調燃料部石炭課に転任。

斎藤林二氏——31年4月住友石炭鉱業から熊本大学理学部教授に転任。

大西　弘氏——31年1月三菱鉱業東京本社から同福岡事務所地質課長（代）に着任。

偏光顕微鏡，鉱物岩石標本，岩石セクション，整理箱類，各種鉱物切断研磨，実験用器具類

東京都文京区市兵衛河岸4号地　有限
電話小石川(92)2563番　会社　岩本鉱産物商会

国電，都電　飯田橋下車3分　飯田橋公共職業安定所前

地質学雑誌 第62巻 第732号 昭和27年6月10日第三種郵便物認可 昭和 31 年9月25日 発行(毎月1回25日発行)

THE JOURNAL OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF JAPAN

Vol. LXII, No. 732, September, 1956

CONTENTS

Page

Original Articles:

On Granitic Migmatites at Saruru River District in Southern Hidaka Metamorphic Zone, Hokkaidô.....Yono Sotozaki (449)

Gneisses and Migmatites in the Southern Extreme Region of the Hidaka Metamorphic Zone, Hokkaidô, Part II. On the Petrographical and Chemical Characters of the Metamorphics.....Mitsuo Funahashi, Seiji Hashimoto, Hiroshi Asai, Sachio Igi, Yono Sotozaki, Koshiro Kizaki, Shoichi Hirota and Akira Kasugai (464)

Mechanism of Sorting— A Fundamental Study of Sedimentation (Part 7) ..... Haruhiko Kimura (472)

Corrélation du Jurassique inférieur japonais en basant sur les Ammonites Fossiles .....Tadashi Sato (490)

Petrogenetic Significance of the K_2O/Na_2O Ratios of Volcaic Rocks of the Fuji and Nasu Volcanic Zones in Japan .....Masao Yamasaki (504)

The Torinosu Group and the Torinosu Limestone in the Togano and Go Basins, Kochi Prefecture .....Toshio Kimura (515)

Abstracts:

H. M. E. Schürmann: Beiträge zur Glaukophanfrage ..... (527)

S. Ijiri: Paleontology ..... (527)

News: ..... (528)

昭和31年9月20日印刷　昭和31年9月25日発行　定価100円

編集兼発行者　東京大学理学部地質学教室内　日本地質学会　坂田嘉雄

(振替口座東京　28067)

印刷者　東京都北区上中里1の35　株式会社双文社　倉沢直男

All Communications relating to this Journal should be addressed to the

GEOLOGICAL SOCIETY OF JAPAN

Geological Institute, Faculty of Science, Tokyo University, Japan